

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS
Departamento de Geodinámica



**DINÁMICA Y EVOLUCIÓN DE LAS LLANURAS
ALUVIALES DE LOS RÍOS MANZANARES, JARAMA Y
TAJO, ENTRE LAS CIUDADES DE MADRID Y TOLEDO**

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR
PRESENTADA POR

David Uribelarrea del Val

Bajo la dirección de los doctores
Alfredo Pérez-González y Gerardo Benito Ferrández

Madrid, 2008

- **ISBN:**

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS

DEPARTAMENTO DE GEODINÁMICA



TESIS DOCTORAL

**DINÁMICA Y EVOLUCIÓN DE LAS LLANURAS ALUVIALES
DE LOS RÍOS MANZANARES, JARAMA Y TAJO,
ENTRE LAS CIUDADES DE MADRID Y TOLEDO**

David Uribelarrea del Val

Madrid, 2008

Tesis Doctoral

**DINÁMICA Y EVOLUCIÓN DE LAS LLANURAS ALUVIALES
DE LOS RÍOS MANZANARES, JARAMA Y TAJO,
ENTRE LAS CIUDADES DE MADRID Y TOLEDO**



**Departamento de Geodinámica
Universidad Complutense de Madrid
Madrid, 2008**

Memoria presentada para optar al grado de Doctor en Ciencias Geológicas,
presentada por:

David Uribelarrea del Val

Directores:

Alfredo Pérez-González,
Asesor de Dirección del
Centro Nacional de Investigación de la
Evolución Humana

Gerardo Benito Ferrández,
Profesor de Investigación del Centro de
Ciencias Medioambientales. Centro Su-
perior de Investigación Científicas

Fdo.: Alfredo Pérez-González

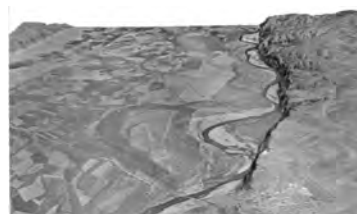
Fdo.: Gerardo Benito Ferrández

Tutor:

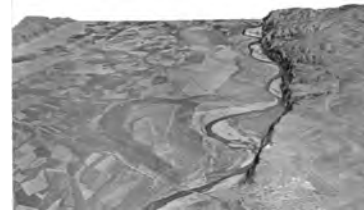
Javier Pedraza Gilsanz,
Profesor Titular, Facultad de Ciencias Geológicas,
Universidad Complutense de Madrid

Fdo.: Javier Pedraza Gilsanz

Agradecimientos



Índice



Capítulo 1. Introducción y objetivos

1.1.- Introducción	1
1.2.- Objetivos:	
1.2.1. Influencia del contexto geológico-geomorfológico en las llanuras aluviales	
1.2.2. Evolución de los cauces	
1.2.3. Evolución de las llanuras	4

Capítulo 2. Situación geográfica

5

Capítulo 3. Marco geológico y estructural

3.1.- Rasgos geológicos generales. Cuenca del Tajo	12
3.2.- Geología de la zona de estudio	
3.3.- Tectónica en la zona de estudio	
3.4.- Mapa litológico	

Capítulo 4. Marco geomorfológico

4.1.- Introducción	22
4.2.- Los relieves estructurales	
4.3.- Modelado fluvial (glacis y terrazas)	
4.4.- Depósitos eólicos	
4.5.- Fondos endorreicos	
4.6.- Fondos de valle	
4.7.- Llanuras aluviales	

Capítulo 5. Características de la red

5.1.- Introducción	35
5.2.- Cuenca de drenaje y perfiles longitudinales	
5.3.- Hidrología	

- 5.4.- Tipo de canal y carga de fondo:
- 5.5.- Presas. Regulación de caudales.
- 5.6.- Consideraciones generales.

Capítulo 6. Fuentes y metodología

- 6.1. Introducción 55
- 6.2. Recopilación de datos
 - 6.2.1 Datos de tipo geográfico
 - 6.2.1.1 Mapas históricos
 - 6.2.1.2 Mapas topográficos
 - 6.2.1.3 Mapas geológicos y geomorfológicos
 - 6.2.1.4 Fotografías aéreas
 - 6.2.2. Datos geofísicos y geotécnicos
- 6.3. Tratamiento de los datos
 - 6.3.1. Incorporación de datos al sistema.
 - 6.3.1.1 Tratamiento digital de imágenes
 - 6.3.1.2 Georreferenciación
 - 6.3.1.3 Digitalización
 - 6.3.1.4 Asignación de valores
- 6.4.- Análisis de las cartografías.
 - 6.4.1. Algunos aspectos técnicos del análisis
 - 6.4.1.1 Superposición de cartografías.
 - 6.4.1.2 Obtención de valores lineales y areales.
 - 6.4.1.3 Álgebra de mapas.
- 6.5.- Trabajo de campo

Capítulo 7. Terrazas pleistocenas

- 7.1.- Introducción 73
- 7.2.- Terrazas aluviales escalonadas
 - 7.2.1 Manzanares
 - 7.2.2 Jarama.
 - 7.3.3 Tajo.
- 7.3.- Terrazas de respuesta compleja de los ríos Manzanares y Jarama.
 - 7.3.1 Manzanares
 - 7.3.2 Jarama
 - 7.3.2.1 Arganda I.
 - 7.3.2.2 Arganda II.
 - 7.3.2.3 Arganda III.
 - 7.3.2.4 Arganda IV.
- 7.4.- Procesos de disolución y formación de las terrazas complejas en los ríos Manzanares y Jarama.
 - 7.4.1 Karst de transición. Zona de cambio de facies.
 - 7.4.2 Karst cubierto, en zona de yesos.
- 7.5.- Recapitulación
- 7.6.- Discusión

Capítulo 8. Geometría de los cauces

- 8.1.- Introducción 127

- 8.2.- Análisis 1D. Cauces
- 8.3.- Clasificación de ríos. El problema concreto de la zona de estudio
- 8.4.- Tramos sinuoso (arcos de meandro):
 - 8.4.1. Número de arcos de meandro abandonados y secuencias de estrangulamiento.
 - 8.4.1.a Descripción de los resultados
 - 8.4.1.b Consideraciones parciales
 - 8.4.2. Variación de la geometría de los meandros en el tiempo.
 - 8.4.2.a Manzanares:
 - 8.4.2.b Jarama:
 - 8.4.2.c Tajo
 - 8.4.2.d Análisis de los resultados
 - 8.4.2.e Consideraciones parciales
 - 8.4.3. Variación de la geometría de los arcos de meandro en el espacio.
 - 8.4.3.a Geometría de los meandros Manzanares
 - 8.4.3.b Geometría de los meandros Jarama:
 - 8.4.3.c Geometría de los meandros Tajo:
 - 8.4.3.d Consideraciones parciales
- 8.5.- Tramos intermedios y rectos
 - 8.5.1. Río Manzanares.
 - 8.5.2. Río Jarama.
 - 8.5.3. Río Tajo.
 - 8.5.4. Consideraciones parciales
- 8.6.- Discusión
 - 8.6.1. Clasificación de geometrías
 - 8.6.2. Ciclos geomorfológicos

Capítulo 9. Migración de los cauces

- 9.1.- Introducción y objetivos 183
- 9.2.- Metodología
 - 9.2.1. División de los cauces en sectores
 - 9.2.2. Cálculo de la migración lateral total
 - 9.2.3. Tasa de migración anual
 - 9.2.4. Migración proporcional
 - 9.2.5. Distancias de migración lateral
 - 9.2.6. Orientación de la cantidad de movimiento de los cauces.
 - 9.2.7. Longitud de las esolleras
- 9.3.- Resultados
 - 9.3.1. Migración del río Manzanares
 - 9.3.1.1 Tasa de migración
 - 9.3.1.2 Forma de migración
 - 9.3.1.3 Distribución espacial de la migración
 - 9.3.1.4 Consideraciones parciales
 - 9.3.2.- Migración del río Jarama
 - 9.3.2.1 Tasa de migración
 - 9.3.2.2 Forma de migración
 - 9.3.2.3 Distribución espacial de la migración según el tipo de tramos (rectos, intermedios y sinuosos)
 - 9.3.2.4 Distribución de la migración en el valle. Influencia de

- las escolleras.
- 9.3.2.5** Distribución de la migración en el valle. Influencia del karst subyacente.
 - 9.3.2.5.a** Influencia del Karst subyacente. Análisis cartográfico
 - 9.3.2.5.b** Influencia del Karst subyacente. Análisis cuantitativo
- 9.3.2.6** Consideraciones parciales
- 9.3.3.** Tajo
 - 9.4.3.1** Tasa de migración
 - 9.4.3.2** Forma de la migración
 - 9.4.3.3** Distribución espacial de la migración
 - 9.4.3.4** Consideraciones parciales
- 9.4.-** Discusión

Capítulo 10. Geomorfología de las llanuras aluviales

- 10.1.-** Introducción y objetivos 227
- 10.2.-** Descripción de las unidades cartografiadas (geomorfología fluvial, usos del suelo y minería de áridos naturales) y metodología:
 - 10.2.2.** Geomorfología fluvial
 - 10.2.3.** Usos del suelo.
 - 10.2.4.** Minería de áridos.
 - 10.2.4.1** La minería de áridos naturales y la alteración del sistema fluvial. Descripción y cartografía.
 - 10.2.4.2** La minería de áridos naturales. Alteración del sistema fluvial.
 - 10.2.4.2.a** Minería de áridos entorno al cauce:
 - 10.2.4.2.a** Minería de áridos en la llanura aluvial:
 - 10.3.-** Metodología:
- 10.4.-** Resultados
- 10.5.-** Descripción y análisis de los resultados
 - 10.5.1.** Río Manzanares
 - 10.5.1.1** Fotointerpretación del río Manzanares en el año 1945
 - 10.5.1.2** Fotointerpretación del río Manzanares en el año 1956.
 - 10.5.1.3** Fotointerpretación del río Manzanares en el año 1972
 - 10.5.1.4.** Fotointerpretación del río Manzanares en el año 1983.
 - 10.5.1.5.** Fotointerpretación del río Manzanares en el año 1999.
 - 10.5.1.6** Fotointerpretación del río Manzanares en el año 2004
 - 10.5.1.7** Conclusiones parciales:
 - 10.5.2.** Jarama
 - 10.5.2.1** Descripción y análisis de los resultados
 - 10.5.2.2** Fotointerpretación del río Jarama en el año 1945.
 - 10.5.2.3** Fotointerpretación del río Jarama en el año 1956

- 10.5.2.4 Fotointerpretación del río Jarama en el año 1972
- 10.5.2.6 Fotointerpretación del río Jarama en el año 1999
- 10.5.2.7 Fotointerpretación del río Jarama en el año 2004
- 10.5.2.8 Conclusiones parciales:
- 10.5.3. Tajo
 - 10.5.3.1 Fotointerpretación del río Tajo en el año 1945
 - 10.5.3.2 Fotointerpretación del río Tajo en el año 1956
 - 10.5.3.3 Fotointerpretación del río Tajo en el año 1972
 - 10.5.3.4 Fotointerpretación del río Tajo en los años 1983, 1999 y 2004
 - 10.5.3.5 Conclusiones parciales
- 10.6.- Discusión

Capítulo 11. Estratigrafía de las llanuras aluviales

- 11.1.- Introducción y objetivos 269
- 11.2.- Metodología de trabajo.
- 11.3.- Descripción estratigráfica y sedimentológica.
 - 11.3.1. Estratigrafía de la llanura aluvial del río Jarama
 - 11.3.1.1 *Soto Gutiérrez*
 - 11.3.1.1.a Situación
 - 11.3.1.1.b Descripción
 - 11.3.1.1.c Interpretación
 - 11.3.1.2 *Las Arriadas*
 - 11.3.1.2.a Situación
 - 11.3.1.2.b Descripción
 - 11.3.1.2.c Interpretación.
 - 11.3.1.3 *El Combo*
 - 11.3.1.3.a Situación.
 - 11.3.1.3.b Descripción:
 - 11.3.1.3.c Interpretación
 - 11.3.1.4 *Puente Largo*
 - 11.3.1.4.a Situación
 - 11.3.1.4.b Descripción
 - 11.3.1.4.c Interpretación
 - 11.3.1.5 Resultados y discusión.
 - 11.3.1.6 Consideraciones generales del río Jarama
 - 11.3.2. Estratigrafía de la llanura aluvial del río Tajo.
 - 11.3.2.1 *Soto del Lugar*
 - 11.3.2.1.a Situación
 - 11.3.2.1.b Descripción
 - 11.3.2.1.c Interpretación
 - 11.3.2.2 *Meandro abandonado T-6.*
 - 11.3.2.2.a Situación
 - 11.3.2.2.b Descripción
 - 11.3.2.2.c Interpretación
 - 11.3.2.3 Carretera variante N-401 en Toledo
 - 11.3.2.3.a Situación y descripción
 - 11.3.2.4 Sondeo de *Palacio Galiana*
 - 11.3.2.4.a Situación
 - 11.3.2.4.b Descripción

- 11.3.2.4.c Interpretación
- 11.3.2.5 Resultados generales del río Tajo
- 11.4.- Discusión

Capítulo 12. Síntesis de los resultados

309

- 12.1.- Introducción
- 12.2.- Manzanares
 - 12.2.1 Periodo: 1945
 - 12.2.2 Periodo: 1945-1956
 - 12.2.3 Periodo: 1956-1972
 - 12.2.4 Periodo: 1972-1983
 - 12.2.5 Periodo: 1983-1999
- 12.3.- Jarama
 - 12.3.1. Periodo de estrangulamientos 2b:1823-1877
 - 12.3.2. Periodo de migración 3a: 1877-1945
 - 12.3.3. Periodo de estrangulamientos 3b:1945-1956
 - 12.3.4. Periodo de migración 4a: 1956-1972
 - 12.3.5. Periodo de migración 4b: 1972-1983
 - 12.3.6. Periodo de alteración intensa del sistema fluvial: 1983-2004 (4b)
- 12.4.- Tajo
 - 12.4.1. Periodo anterior a 1945
 - 12.4.2. Estado del río Tajo en 1945
 - 12.4.2. Periodo posterior a 1945

Capítulo 13. Conclusiones generales y líneas futuras de investigación

319

- 13.1.- Conclusiones generales
 - 13.1.2. Metodología
 - 13.1.3. Contexto geomorfológico, karst subyacente.
 - 13.1.4. Dinámica y evolución.
 - 13.1.7. Manzanares
 - 13.1.6. Jarama
 - 13.1.7. Tajo
- 13.2.- Futuras líneas de investigación
 - 13.2.1. Aplicación de nuevas técnicas
 - 13.2.3. Gestión y restauración de las llanuras aluviales.

Capítulo 14. Referencias bibliográficas

327

Anexo I. Tablas y fichas de datos.

Anexo II. Mapas

1



Introducción y Objetivos

Artículo I. 1.1.- Introducción

Habitualmente los términos llanura aluvial y llanura de inundación se utilizan de forma equivalente, siendo este último el más conocido en la bibliografía al uso, como *floodplain*, y que se puede definir como una franja relativamente plana del terreno que bordea un río y que es inundada durante los caudales altos (Leopold et al, 1964). Su formación responde a una compleja interacción entre procesos fluviales de erosión y sedimentación, que dependen de la capacidad del río y el tipo de sedimento disponible (Nanson y Croke, 1992) y, en general, se admite que su formación comienza con un proceso de incisión de las redes fluviales en el paso del Pleistoceno superior al Holoceno (ver Starkel et al. 1991). Es decir, se trata de una zona que en teoría puede ser ocupada

completamente por un evento extremo de inundación y además conserva en superficie rasgos de la geomorfología fluvial como antiguos cauces, barras, cicatrices de acreción, etc. Esta definición es válida para diferenciar la llanura holocena de las terrazas, generadas durante el Pleistoceno. También es aplicable en aquellos casos en los que la alta tasa de sedimentación entorno al cauce genera una franja aluvial más elevada que el resto de la llanura (Bridge, 2003) y en ríos menores con elevadas tasas de renovación de sus depósitos.

Sin embargo, creemos que el término *floodplain* no es del todo ajustado en muchos ríos de cierta dimensión en la Península Ibérica, en los que se pueden diferenciar varios escalones

o escarpes geomorfológicos dentro de la llanura aluvial, donde los más altos no han sido inundados en los últimos miles de años y además contienen espesores de sedimentos finos que ocultan completamente cualquier rasgo de geomorfología fluvial. El término que mejor se ajusta en estos casos es el de llanura aluvial holocena o simplemente llanura aluvial. Ésta a su vez puede englobar una llanura de inundación propiamente dicha, con las características citadas anteriormente. Es importante destacar en la definición el término aluvial, que hace referencia a la génesis y a la dinámica inherente de un sistema, que resulta de la combinación de las condiciones energéticas del medio (en gran medida determinadas por la anchura y pendientes del valle, del área de la cuenca), la disponibilidad de sedimento (la proporción y tamaño en función del espacio de acomodación a lo largo del valle), y de las tasas de construcción y reciclado (Brierly y Fryirs, 2006). Estas condiciones varían además a lo largo de todo el valle (Bridge, 1993) y también durante todo el periodo de formación de la llanura (ver, Starkel, et al., 1991; Carling y Petts, 1992, y Anderson et al. 1996, entre otros), afectando por igual a la llanura y a su elemento más importante, el cauce (Wolman y Leopold, 1957; Petts, 1989, entre otros).

El registro de estos cambios en una llanura aluvial tiene dos expresiones fundamentales, una en superficie o

geomorfológica y otra en profundidad o estratigráfica. En general el estudio de la primera dependerá de la documentación gráfica disponible, como mapas y fotografías aéreas, mientras que la segunda está supeditada a los afloramientos en campo. El estudio combinado de las dos permite conocer la evolución de la llanura y su dinámica, y por extensión, de los factores que gobiernan los cambios. Se trata además de un sistema lo suficientemente activo y sensible, como para identificar las consecuencias de la intervención del hombre en el medio. Precisamente, las llanuras aluviales albergan una riqueza natural muy codiciada por el hombre, sobre todo en zonas semiáridas como es la zona de estudio. La disponibilidad hídrica, la fertilidad de los suelos y la presencia de extensos yacimientos de áridos naturales de alta calidad, resultan en una confluencia de usos e intereses económicos, que casi siempre se salda con el deterioro del sistema fluvial.

Algunos autores indican cómo al menos para periodos relativamente cortos (décadas o siglos), los ríos transportan en las llanuras aluviales, sólo una pequeña fracción del sedimento total depositado a lo largo del valle (Knigton, 1998). En tales casos, la mayor parte del depósito fluvial que conforma la llanura aluvial no estará afectado por los procesos fluviales actuales (Brierly y Fryirs, 2006) y por tanto, el registro geológico de la llanura permitirá descifrar la dinámica y

los cambios fluviales, a escala temporal de varios miles de años. En este sentido cada vez son más numerosos los trabajos que destacan las llanuras aluviales, como sistemas especialmente proclives al registro de los cambios rápidos de variables independientes, como el clima o la actividad humana (Taylor y Lewin, 1997 y Kochel y Miller, 1997) incluso a corto plazo (miles de años) (Brown y Keough, 1991; Bridge, 1993; Nanson y Croke, 1992; Ollero Ojeda, 2000, Uribe Larrea et al, 2003; Schneider et al. 2007; Schriek, et al. 2007 a y b).

La riqueza natural de las llanuras aluviales, junto con esa alta capacidad de cambio es fundamental en la formación y conservación de yacimientos arqueo-paleontológicos en los valles fluviales. Por esta razón el estudio de las llanuras aluviales está cada vez más extendido en el ámbito de la geoarqueología (Brown, 1997).

Las dos capitales de provincia en el centro de España, Madrid y Toledo, están conectadas por tres llanuras aluviales, la del río Manzanares que desemboca en la del Jarama y este a su vez en el Tajo. Se trata de tres llanuras aluviales muy distintas entre sí, tanto en su contexto geológico como sus características geomorfológicas. La primera, de menor dimensión, es fundamentalmente arenosa y podría denominarse como llanura de inundación en sentido estricto. El río Jarama, con una carga de fondo de gravas, desarrolla

hasta tres escalones y en el más alto no se aprecian ni signos de inundación ni rasgos fluviales. Finalmente el Tajo, con carga de fondo mixta de gravas y arenas, discurre en una llanura con rasgos intermedios entre los otros dos ríos. Por otro lado, las llanuras aluviales de los ríos Manzanares y Jarama transcurren por un valle afectado por subsidencia kárstica. En definitiva, la variedad de los factores implica el desarrollo de diferentes escenarios, que previsiblemente evolucionaran de manera diferente en los tres ríos. Precisamente estas diferencias dificultan su estudio, que a su vez, se enriquece notablemente porque permite conocer la respuesta de cada sistema fluvial en un contexto hidroclimático común.

La cercanía a los grandes núcleos de población puede ser ventajosa porque lleva asociada una mayor disponibilidad de datos. Sin embargo, esta cercanía influye decisivamente en la evolución reciente de las llanuras y sus ríos. De nuevo las diferencias en la intervención del hombre en el sistema son notorias. Así por ejemplo, la regulación de caudales no es igual de intensa ni se produce al mismo tiempo en los tres ríos estudiados. En cuanto a los usos del suelo, en el Manzanares predomina la ganadería, y en el Jarama y Tajo la agricultura. Igualmente, el río Jarama está severamente afectado por la minería de áridos naturales. También esta variedad de usos e intervenciones del sistema dificultan y enriquecen el estudio.

1.2.- Objetivos:

Con esta Tesis se pretende avanzar en el conocimiento de la evolución reciente y dinámica de las llanuras aluviales de los ríos Manzanares, Jarama y Tajo, mediante la aplicación de nuevas metodologías de análisis, considerando además los condicionantes geológicos y la intervención del hombre en el sistema.

Este objetivo general queda repartido en objetivos concretos que se detallan a continuación:

1. Determinar la influencia del contexto geológico-geomorfológico en las llanuras aluviales. En la zona de estudio existen dos sistemas de terrazas, uno clásico, de terrazas escalonadas y colgadas, y otro de terrazas de respuesta compleja o engrosadas por efecto de la existencia de un karst cubierto o subyacente. Las llanuras aluviales de los ríos Manzanares y Jarama se encajan precisamente en este segundo sistema de terrazas y cabría esperar que también estuvieran afectadas los procesos de disolución y pérdida de volumen asociados a este karst. Este karst subyacente se estudiará a través de datos geotécnicos y trabajo de campo.
2. Análisis detallado de la geometría de los cauces, que será de tipo secuencial y cuantitativo, utilizando diversas fuentes de datos gráficos, como mapas históricos, topográficos y fotografías aéreas. El objetivo concreto es determinar los cambios en la forma de los cauces en el tiempo y espacio (a lo largo del valle). Este análisis incluye también los meandros abandonados, como expresión geomorfológica más antigua de los ríos.
3. Respecto a los cauces, también se abordará la evolución de su posición en la llanura aluvial. Para ello se pretende cuantificar la tasa de migración lateral, así como la forma y la orientación de la misma.
4. A través de los registros gráficos más precisos, las fotografías aéreas, se llevará a cabo un completo análisis, también secuencial y cuantitativo, de la evolución de la geomorfología y los usos del suelo en las llanuras aluviales. En general la consecución de los objetivos 2, 3, y 4, aportará los datos necesarios para determinar la evolución y dinámica de las llanuras aluviales de los ríos Manzanares, Jarama y Tajo.
5. Finalmente se abordará el registro sedimentológico de las llanuras aluviales mediante trabajo de campo, para resolver algunas cuestiones básicas hasta ahora desconocidas, como su profundidad, si está afectada por los procesos de hundimiento kárstico, la arquitectura fluvial y el medio de sedimentación predominantes.

2



Marco geográfico

El área de estudio está situada entre las ciudades de Madrid y Toledo, en el centro de España, (fig. 2.1). Se dispone en una zona de 8-10 km de anchura a lo largo de los valles de los ríos Manzanares, Jarama y Tajo entre estas dos ciudades. Tiene un área total de 708 km² y está repartida en 34 municipios (tabla 2.1). De estos municipios destacan como capitales de provincia Madrid y Toledo, con 3.155.000 y 75.000 habitantes respectivamente. También se encuentran grandes núcleos de población como Getafe, con 157.000 habitantes, y Aranjuez, Arganda, Rivas-Vaciamadrid y Valdemoro, con más de 40.000 habitantes. La mayor parte de la zona corresponde a la Comunidad de Madrid, hasta el límite sur de Aranjuez, el resto se encuentra en la provincia de Toledo.

Las principales vías de comunicación están representadas por los ferrocarriles de alta velocidad (AVE) de Madrid-Sevilla, Madrid-Toledo y Madrid-Barcelona, así como las autovías de Andalucía (A-4), de Toledo (A-42) y de Valencia (A-3) y grandes carreteras de circunvalación como la M-45, M-50 y autopistas de peaje como la R-3.

Los valles de los ríos Manzanares y Jarama son asimétricos, con escarpes de hasta 80 m de altura tallados en rocas evaporíticas (fig. 2.2). Estas morfologías y sus peculiares características geológicas han determinado su declaración como Parque Regional en torno a los ejes de los cursos bajos de los ríos Manzanares y Jarama o Parque del Sureste, (Ley

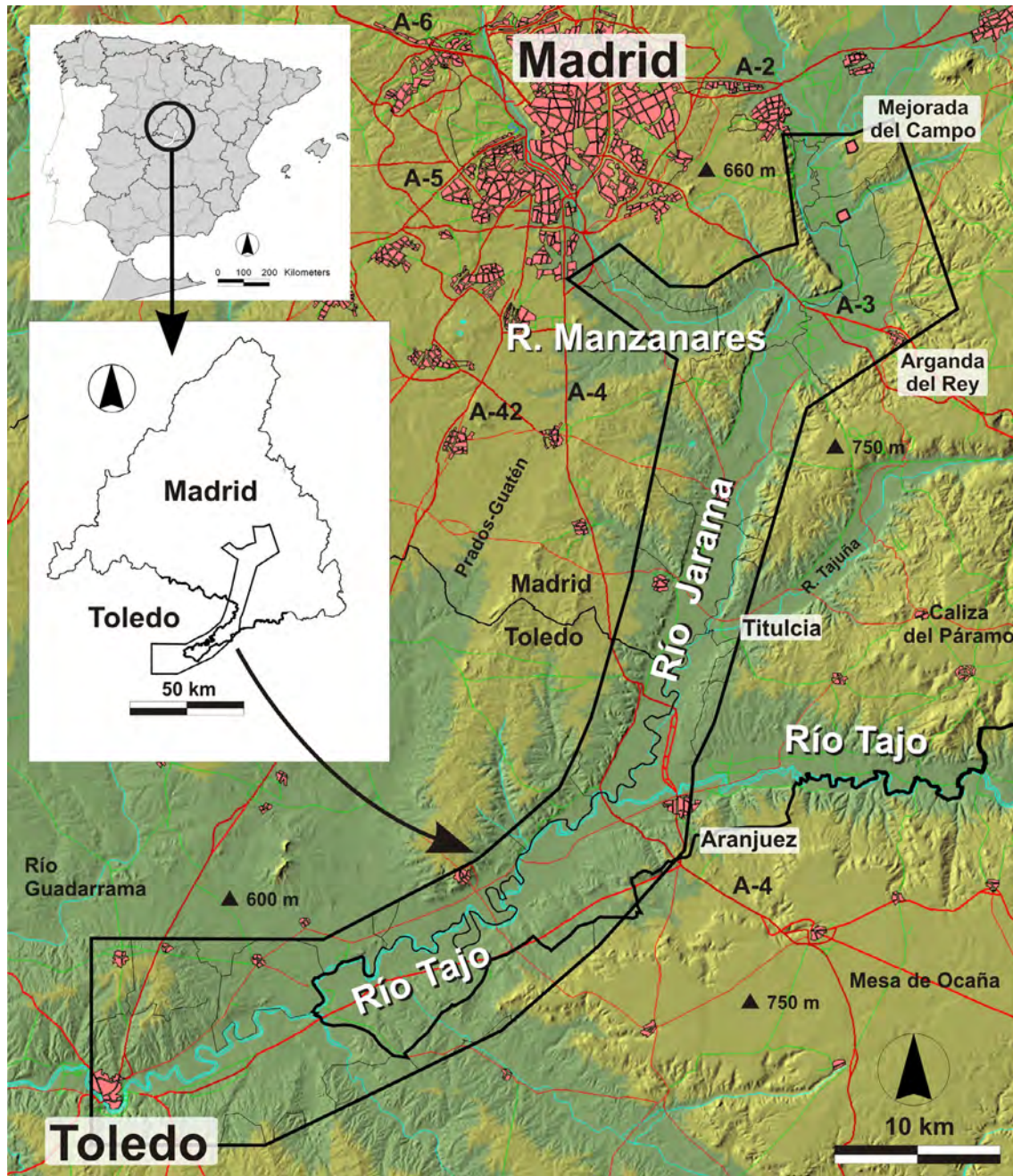


Figura 2.1. Localización del área de estudio en el centro de España. Ubicación de los ríos Manzanares, Jarama y Tajo entre Madrid y Toledo. Se han señalado las principales poblaciones y vías de comunicación. (Carta Digital de España, Servicio Geográfico del Ejército, 1997).

Municipio	Área (km ²)	Habitantes*
Alameda de la Sagra	2	3,120
Añover de Tajo	30	5,118
Aranjuez	156	43,926
Arganda del Rey	43	41,411
Bargas	13	7,726
Borox	10	2,527
Campo Real	10	3,769
Ciempozuelos	44	17,769
Ciruelos	2	423
Colmenar de Oreja	4	3,287
Chincón	1	4,868
Getafe	24	157,397
Loeches	16	4,793
Madrid	7	3,155,359
Magán	3	1,662
Mejorada del Campo	17	20,245
Mocejón	30	4,503
Nambroca	4	2,898
Ocaña	2	6,923
Oliás del Rey	22	5,600
Ontígola	0	2,115
Rivas-Vaciamadrid	53	49,696
San Martín de la Vega	87	15,069
Seseña	38	9,290
Titulcia	9	948
Toledo	11	75,533
Valdemoro	7	44,136
Velilla de San Antonio	14	9,332
Villaseca de la Sagra	10	1,614
Yepes	36	4,661
Total	708	3,705,718

Tabla 2.1. Municipios situados en el área de estudio. Extensión que ocupan en el área de estudio y número de habitantes en el año 2005.

6/1994, de 28 de junio.(B.O.C.M. 12/07/1994). Este parque se divide en 7 zonas de protección de recursos naturales, entre los que destacamos la Zona de Especial Protección para Aves (ZEPA- ES0000142 “Cortados y Cantiles de los ríos Jarama y Manzanares”) y el Lugar de Interés Comunitario (LIC- ES 3110006, “Vegas, Cuestas y Páramos del Sureste”). Sin embargo, estas figuras de protección del

medio contrastan con un uso antrópico muy intensivo, especialmente en la llanura aluvial del río Jarama, con cientos de hectáreas dedicadas a la extracción de áridos.

El clima de la zona de estudio es de tipo mediterráneo continental con dos máximos de precipitación, en noviembre-diciembre y abril-mayo. El mes más seco es julio. La estación del año más lluviosa es la del otoño con una media de 47 mm/mes, y la más seca, la de verano, que sólo representa el tercio de la primera. La temperatura media mensual de la estación de invierno es 5 °C y la de la estación de verano 24 °C.

El área de estudio se enmarca en el piso bioclimático Mesomediterráneo, exceptuando las llanuras aluviales, donde se instalan dos conjuntos fitosociológicos, las series climatófilas y edafófilas, que aprovechan precisamente las mejores condiciones hídricas.

En general la vegetación autóctona está representada por tres ecosistemas. El peor conservado corresponde al **encinar manchego**, (encina, coscoja y quejigo), situado en la margen izquierda del río Jarama entre Arganda y Titulcia (fig. 2.3). Mejor representado en extensión, es el ecosistema de **matorral gypsícola** (fig. 2.4), que agrupa formaciones vegetales como el jabunal, ontinar y diferentes tomillos. Por último se encuentran los



Figura 2.2. Escarpes rocosos en rocas evaporíticas. Margen derecha del río Jarama en San Martín de la Vega.



Figura 2.3. Bosque manchego sobre terrazas de +80m del río Jarama en Titulcia.



Figura 2.4. Matorral gypsícola, desarrollado sobre rocas evapotóricas en Rivas-Vaciamadrid.



Figura 2.6. Sotos y humedales en la ribera del río Tajo, Toledo.

sotos y humedales entorno a la ribera de los ríos, formados por saucedas, tarayales, alamedas y olmedas (fig. 2.5).

La investigación se ha centrado en las llanuras aluviales de los tramos bajos de los ríos Manzanares y Jarama y un tramo del río Tajo comprendido entre Aranjuez y Toledo.

El tramo estudiado del río Manzanares discurre con una orientación oeste-este, desde la depuradora de Butarque, al sur de la ciudad de Madrid, hasta la confluencia con el río Jarama (fig. 2.6). Este tramo de 20 km de longitud se está dentro de los términos municipales de Madrid, Getafe y Rivas-Vaciamadrid. Es el río menos caudaloso de los tres estudiados y su llanura aluvial, con una anchura media de 500m ocupa un área 8 km². La altitud máxima de la llanura es de 560 m y la mínima 540 m. Las poblaciones más cercanas al río son Perales del río (distrito de Getafe) y Rivas-Vaciamadrid. La carretera local que mejor comunica este sector del valle es la M-301, entre Madrid y San Martín de la Vega. El principal uso del suelo en esta llanura aluvial es el pasto de ganadería brava.

En cuanto al río Jarama, se ha estudiado un tramo de 62 km desde la confluencia del río Henares en Mejorada del Campo hasta su desembocadura en el río Tajo en Aranjuez. La llanura aluvial

ocupa 84 km², con una elevación máxima de 560 m y mínima de 490 m, y con una anchura media de 1.800-2.000 m. Las poblaciones ribereñas más importantes, son de norte a sur, Mejorada del Campo, Velilla de San Antonio, Arganda, San Martín de la Vega, Titulcia y Aranjuez. Las carreteras locales que las comunican son la M-208, M-506 y M-305.

En la actualidad los dos usos del suelo más importantes en la llanura aluvial del río Jarama son el uso agrícola de regadío y la minería de áridos naturales, (68% y 32 %, respectivamente).

Por último se ha considerado el tramo del río Tajo de 63 km de longitud comprendido entre la unión con el Jarama en Aranjuez hasta la ciudad de Toledo. La llanura aluvial tiene 74 km² de área y un desnivel de 490 m a 455 m. Más de la mitad de su recorrido transcurre por el término municipal de Aranjuez y sirve además como límite provincial entre las Comunidades de Madrid y Castilla la Mancha (Toledo), márgenes izquierda y derecha respectivamente de los ríos Jarama y Tajo en Aranjuez. La carretera local M-400 recorre la margen derecha de este valle, entre Aranjuez y Toledo. El uso del suelo predominante es la agricultura de regadío, con un 97% frente a un 3% de la minería de áridos.

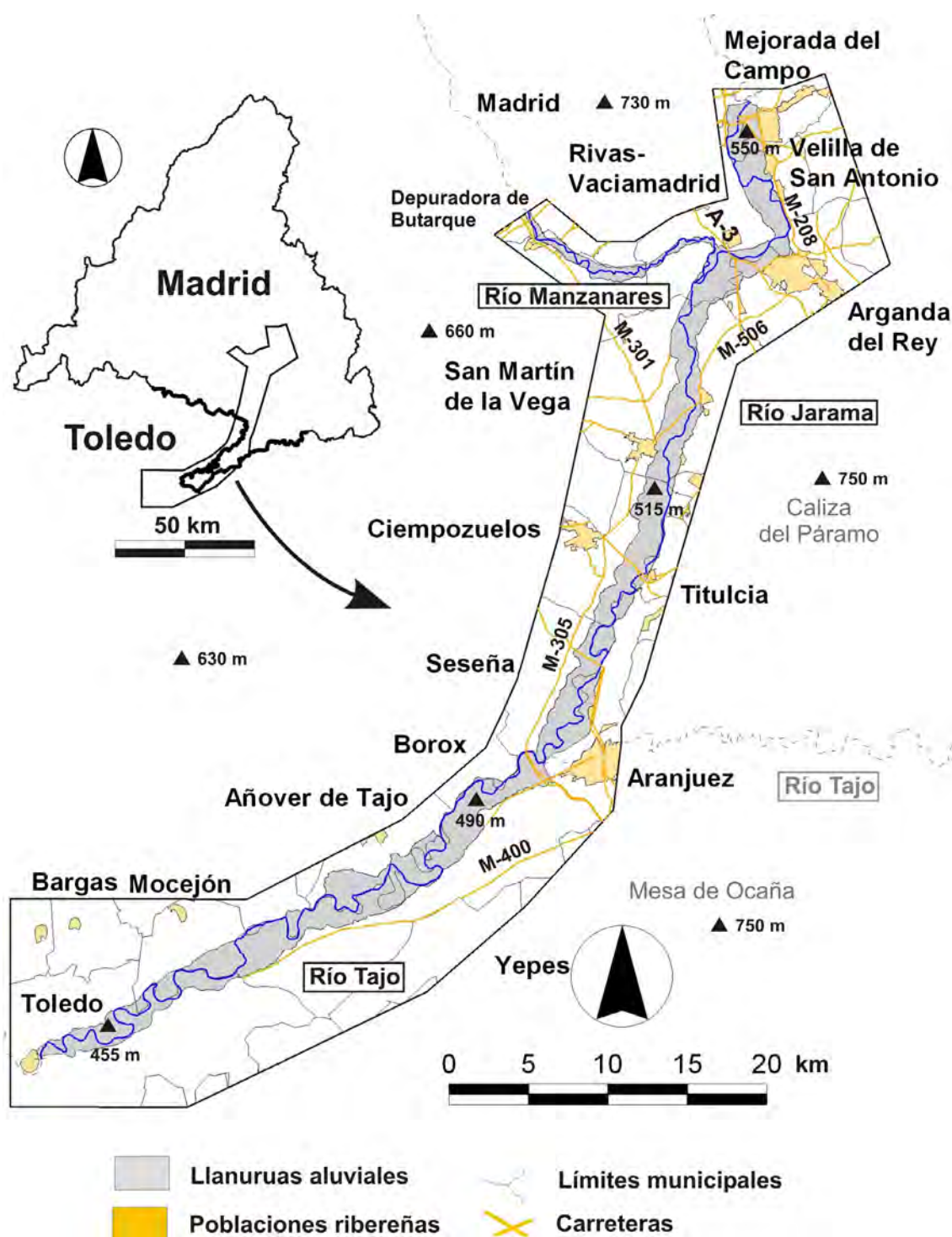


Figura 2.7. Llanuras aluviales de los ríos Manzanares, Jarama y Tajo entre Madrid y Toledo. Se han localizado las poblaciones ribereñas más importantes y las carreteras locales en los valles.

3



Marco Geológico y Estructural

3.1.- Rasgos geológicos generales. Cuenca del Tajo

Desde un punto de vista geológico la zona de estudio se sitúa dentro de la Submeseta meridional o Fosa del Tajo. Se trata de una cuenca sedimentaria intraplaca, de edad Cenozoico conocida también como Cuenca de Madrid. El sistema Manzanares-Jarama-Tajo se encuentra aproximadamente en el centro de esta cuenca terciaria, morfoestructuralmente delimitada por fallas inversas de gran desarrollo (fig. 3.1). Constituye una cuenca de tipo graben complejo de desarrollo alpino por reactivación de las estructuras frágiles tardihercínicas, con un borde activo de sedimentación cenozoico, correspondiente

a los márgenes de las Sierras de Guadarrama y Somosierra, y otros dos más pasivos, en particular el segundo, que son la Sierra de Altomira y Montes de Toledo (Pérez-González, 1994). Este amplio graben está limitado al Noroeste por granitoides y rocas metamórficas, al Norte por series paleozoicas y más al Noreste por sedimentos de edad Mesozoico, al Sur por los granitos y rocas metamórficas de los Montes de Toledo y hacia su parte oriental por los materiales calcáreos de la sierra de Altomira (Junco y Calvo, 1983) (fig. 3.2).

La distribución de las facies terciarias que rellenan la cuenca es compleja y

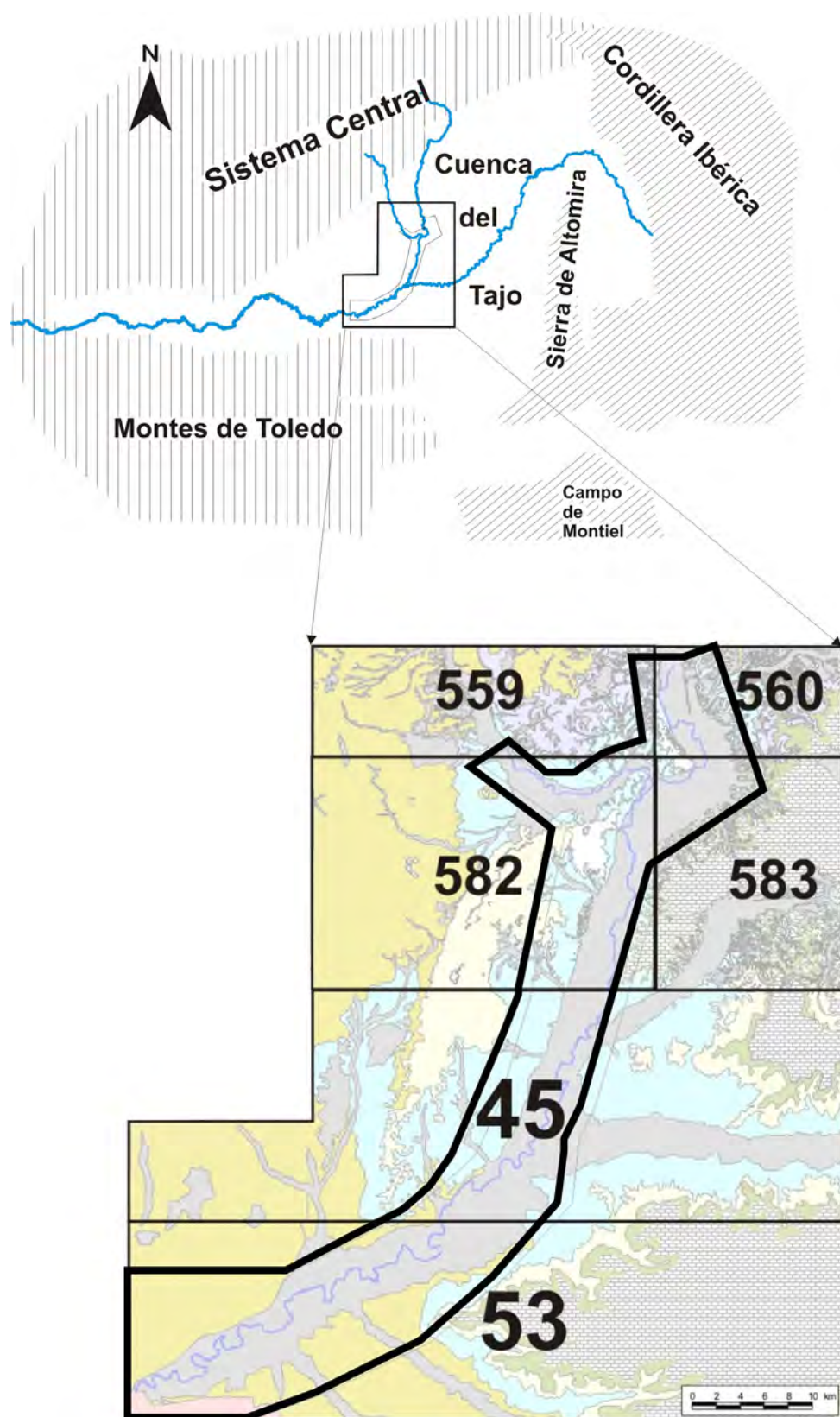


Figura 3.1. Esquema geológico general que muestra la posición de la zona de estudio en la cuenca del Tago. Abajo, límites de los mapas geológicos (Hojas 1:50.000 y 1:200.000) utilizados para elaborar el mapa litológico síntesis de la zona de estudio. La litología en detalle aparece en el Mapa N° 3.1, Anexo I.

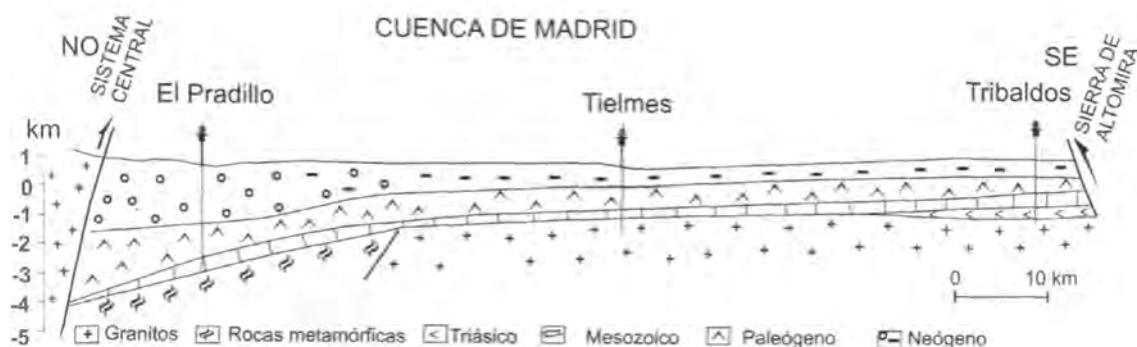


Figura 3.2. Perfiles sísmicos esquemáticos de la Cuenca de Madrid (Modificado de Racero, 1988, en Vera, 2004)

además se ha visto condicionada por los movimientos de los bordes de la misma y la reactivación de fracturas del basamento durante el Terciario (ver Martín Escorza, 1976, 1980 y Capote y Fernández Casals, 1978).

El Paleógeno de la Cuenca de Madrid está formado por una gran variedad de materiales, de afloramiento muy discontinuo y con importantes cambios de facies que hacen que sea difícil establecer un cuadro estratigráfico claro y detallado de estos materiales (Alonso-Zarza et al. 2004).

En líneas generales se puede decir que la cobertura neógena corresponde a medios continentales con una distribución de facies característica de un sistema de *playa-lake* constituida por abanicos aluviales con facies de borde, con materiales detríticos gruesos, fundamentalmente conglomeráticas y arcósicas, y facies intermedias, formadas por sedimentos detríticos finos, arcillosos, que alimentan un sistema lacustre

representado por facies evaporíticas y carbonatadas (fig. 3.3). En función de los cambios de energía en la cuenca, el límite entre las facies intermedias y distales o centrales puede avanzar o retroceder hacia el centro de la cuenca. La sedimentación neógena alcanza un espesor máximo de 1.200 m, de los cuales afloran unos 300-350 m (Calvo et al. 1996).

3.2. Geología de la zona de estudio.

En la zona de estudio afloran materiales depositados desde el Mioceno, que se agrupan en tres grandes unidades (**Unidades inferior, media y superior**) coincidiendo con tres megasecuencias sedimentarias, cada una de ellas con polaridad positiva (Junco y Calvo, 1983).

La **Unidad Inferior** se dispone discordante sobre los materiales paleógenos en las zonas marginales de la cuenca (Alonso-Zarza et al., 1993). La distribución de facies está representada por varios sistemas de abanicos, asociados a los bordes de la cuenca,

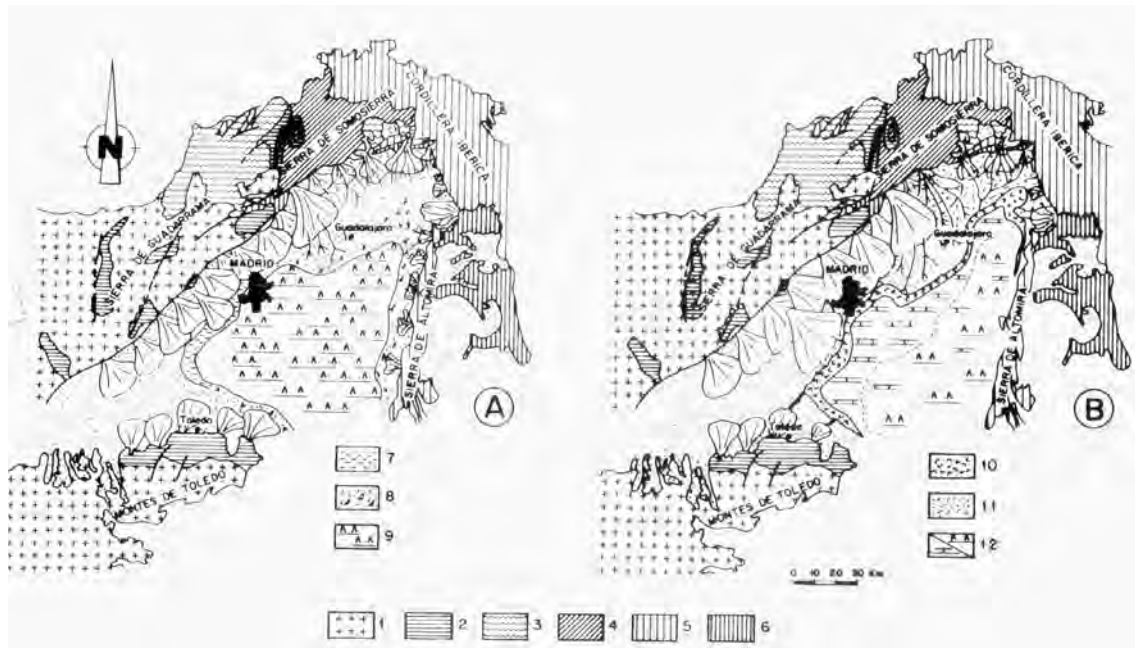


Figura 3.3. Esquema de los sistemas deposicionales neógenos en la Cuenca de Madrid. A: Unidad Inferior, B: Unidad intermedia. Leyenda: 1: rocas plutónicas, 2: pizarras, mármoles, cuarcitas y gneises, 3: pizarras y metagrauvacas, 4: pizarras, cuarcitas y metavulcanitas, 5: Mesozoico, principalmente carbonatos, 6: Paleógeno, carbonatos y terrígenos; Fig. 4^a: 7: margen de lago adyacente a arcasas aluviales, 8: terrígenos asociados a facies de llanura de sistemas aluviales. Yeso intersticial, 9: área lacustre durante el Aragoniense inferior; Fig. 4B: 10: margen de lago, 11: terrígenos asociados a facies de llanura de abanicos aluviales, 12: área lacustres durante el Aragoniense medio. Fuente: (Ordóñez et al., 1991).

formados por conglomerados gruesos, areniscas y lutitas cambiando lateralmente a evaporitas hacia el centro de la cuenca (Calvo et al., 1989 a y b, 1996). Los depósitos lacustres que caracterizan esta unidad en las partes centrales de la cuenca son de naturaleza netamente evaporítica, con una asociación bastante compleja de fases sulfatadas, carbonatos y cloruros (Alonso-Zarza et al. 2004). Estos depósitos de yeso, anhidrita, glauberita, thenardita, polihalita, halita, dolomita y magnesita, han sido descritos por Ortí et al. (1979), García del Cura (1979) y García del Cura et al. (1994).

La **Unidad Intermedia** aparece delimitada en su base por una discontinuidad litológica, marcada por el desarrollo de carbonatos. El límite superior está definido por la discordancia erosiva del término terrígeno de la Serie del Páramo. Tiene una potencia variable entre 50 y 200 m y una edad comprendida entre el Aragoniense medio al Vallesiense (Alonso-Zarza et al. 2004). Está formada por dos subunidades, detrítica y lacustre. En el Norte de la cuenca los materiales de la primera son muy similares a la Unidad Inferior, siendo muy difícil diferenciar unas de otras. En Madrid aparecen representados por niveles



Figura 3.4. Vista general de los materiales carbonáticos y arcillas de la Unidad Intermedia sobre los yesos masivos y tableados de la Unidad Inferior. Inmediaciones de la confluencia de los ríos Manzanares y Jarama en Rivas Vaciamadrid.

arcósicos, gruesos, (sistema de abanicos laterales) que conectan con niveles lutíticos, arenas micáceas y carbonatos con sílex, correspondientes a ambientes palustres hacia zonas más centrales. En las inmediaciones de la confluencia de los ríos Manzanares y Jarama se puede ver precisamente el límite entre las unidades inferior y media (fig. 3.4). La segunda subunidad está formada por yesos seleníticos, lenticulares y detríticos, formados en lagos someros de moderada salinidad (Alonso-Zarza et al. 2004).

La **Unidad Superior** presenta en su base una serie detrítica de la red fluvial intramiocena (Capote y Carro, 1968), de procedencia norte y con una distribución muy diferente a las unidades anteriores.

Está compuesta por conglomerados cuarcíticos, areniscas arcósicas, fangos, arcillas, margas y facies carbonatadas. Sobre esta red fluvial descansa la Caliza del Páramo, de origen lacustre y palustre, formada por un miembro inferior terrígeno y otro superior carbonatado.

El término inferior corresponde a una “red fluvial intramiocena” cuya naturaleza de los materiales varía en función de su disposición dentro de dicho sistema fluvial y de la procedencia de los aportes: conglomerados cuarcíticos, areniscas arcósicas en canales, fangos arenosos, arcillas y margas. Este episodio marca el comienzo del exorreismo de la cuenca con el establecimiento de una red fluvial con depósitos reveladores de un aumento

de relieve y quizá con desagüe hacia el Sureste (Capote y Carro, 1968). La facies resultante, es decir, el término inferior de esta Serie, se confunde con facilidad con los depósitos de terraza de +80 y +100 m del río Jarama situados en su margen izquierda, concretamente en la zona comprendida entre Arganda y Titulcia. La mayor potencia de estos materiales se sitúa hacia el actual río Jarama, donde debió situarse la arteria principal. El tramo superior de la unidad, conocido como Calizas de los Páramos, está formada por carbonatos lacustres y palustres, ampliamente descritos por Bustillo y Alonso-Zarza (2007), compuestos por micritas a biomicritas karstificadas, con rellenos brechoideos rojos. La potencia oscila entre los 10 y los 30 m.

Finalmente, el **Plioceno** está representado por dos unidades: 1) La inferior o “series rojas” (Pérez-González, 1982), también conocida como Unidad detrítica pliocena (Sanz, 1996), y 2) La superior, que está representada en el centro de la cuenca por una potente calcreta laminar (Sanz, 1996)

Las secuencias cenozoicas de la Cuenca del Tajo, se cierran con una serie de sucesos de erosión y acumulación, de cronología todavía imprecisa y por lo tanto no muy bien relacionados dentro de la Cuenca (Pérez-González, 1994). Al noreste de Madrid, sobre las calizas y margas, plegadas y hundidas de Arbancón de edad

Turolense (Messiniense), se deposita un conjunto de series denominadas “Piedemontes de Somosierra”, que son abanicos aluviales cuya litología varía en función del área de origen. Las arcosas de Uceda y los conglomerados silíceos y arenas de la Mierla-Gogolludo representan los términos más altos Pliocenos de relleno de la Cuenca Terciaria de Madrid en las áreas nororientales de la misma. En estos mismos sectores el Piedemonte de la Raña, al sur de Somosierra y Sierra de Ayllón (Pérez-González y Gallardo, 1987), se organiza en distintos planos aluviales, encajándose algunas decenas de metros en los conglomerados de la Mierla.

En las zonas meridionales de la Cuenca, al sur del valle del Tajo de Tarancón-Aranjuez, descansan en discordancia erosiva sobre la unidad miocena superior e inclusive sobre la intermedia, unos 40 m de conglomerados, areniscas y arcillas arenosas de origen fluvial (series rojas de la Mesa de Ocaña) (Pérez-González, 1994).

La sedimentación neógena finaliza con una unidad edáfica-sedimentaria que es la “*carapace calcaire*” de Vaudour (1979) o la costra laminar multiacintada y arenas limo-arcillosas rojizas de Pérez-González, (1982). El límite Plioceno/Pleistoceno marca el inicio de la incisión fluvial de la red actual.

El Cuaternario propiamente dicho, marca una sucesión de episodios áridos fríos y templados húmedos, durante

los cuales la red fluvial se jerarquiza progresivamente, dando una sucesión de glaciares y terrazas. Está representado fundamentalmente por las terrazas de los ríos Manzanares, Jarama y Tajo y sus llanuras aluviales, con dominio de litología silíceas y texturas comprendidas entre el bloque y la arcilla.

Otros depósitos cuaternarios de menor entidad son los conos y abanicos aluviales, los coluviones y fondos de valle.

3.3.- Tectónica en la zona de estudio.

En la depresión del Tajo existen dos conjuntos estructurales básicos:

- (a) Basamento rígido antiguo, fracturado por sistemas de fallas de direcciones coincidentes con las visibles en la Sierra de Guadarrama y
- (b) cobertera subhorizontal que comprende los depósitos del Cenozoico y Cuaternario

En la zona interior de la cuenca se observan una serie de lineamientos y alineaciones morfológicas cuyas direcciones se pueden agrupar en cinco familias (NNO-SSE, NE-SO, NNE-SSO y E-O), (Martín Escorza, 1980; Silva, 1988), coincidentes con la red de fracturación tardihercínica, del Sistema Central.

Otro de los rasgos tectónicos importantes en el centro de la cuenca es el basculamiento de todo el Mioceno hacia

el SO, con una pendiente general de 3 a 4° que se observa claramente en la Caliza del Páramo. Esta pendiente regional podría ser la responsable de la tendencia migratoria hacia el sur de los tramos bajos de los ríos Henares, Tajuña y Tajo antes de la confluencia con el río Jarama.

Algunas deformaciones, (familias de fallas normales en dominó, diques de arena, escape de fluidos, *slumps*, fallas inversas, etc.) que afectan a los depósitos fluviales de los ríos Manzanares y Jarama, se han interpretado como expresiones de neotectónica y/o paleosismicidad (De Vicente et al. 2007, Silva et al. 1997 y Giner 1996).

3.4.- Mapa litológico

Se ha elaborado un mapa litológico a partir de la cartografía existente con objeto de visualizar las litologías sobre las que se asientan los depósitos de terraza y las llanuras aluviales de la zona de estudio (fig. 3.5 y mapa 3.1 del Anexo I). Este mapa litológico síntesis se ha basado en el mapa geológico de España, serie MAGNA a escala 1:50.000 de Madrid (559) (Calvo et al., 1989), Alcalá de Henares (560) (Portero y Pérez-González, 1991), Getafe (582) (Pérez-González, 1975) y Arganda (583) (San José, 1975) y la síntesis de cartografías existentes a escala 1:200.000 de Madrid (45) y Toledo (53) (fig. 3.1).

En la zona de estudio (fig. 3.5) los materiales más antiguos están formados

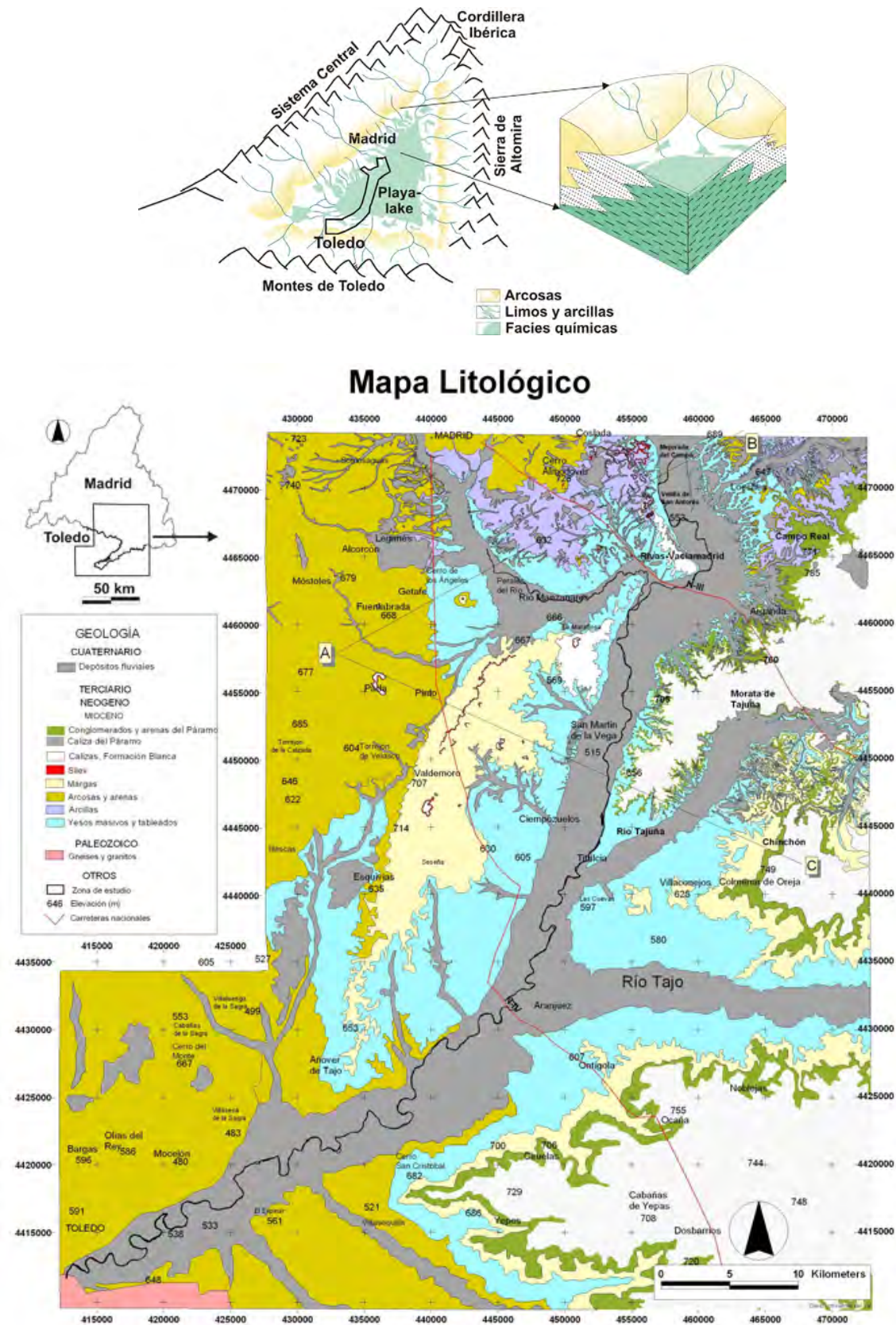


Figura 3.5. Mapa litológico de la zona de tesis. Fuente: elaboración propia a partir de las fuentes citadas en el texto, figura 1 y en el mapa. Corresponde al **Mapa 3.1** del Anexo I.

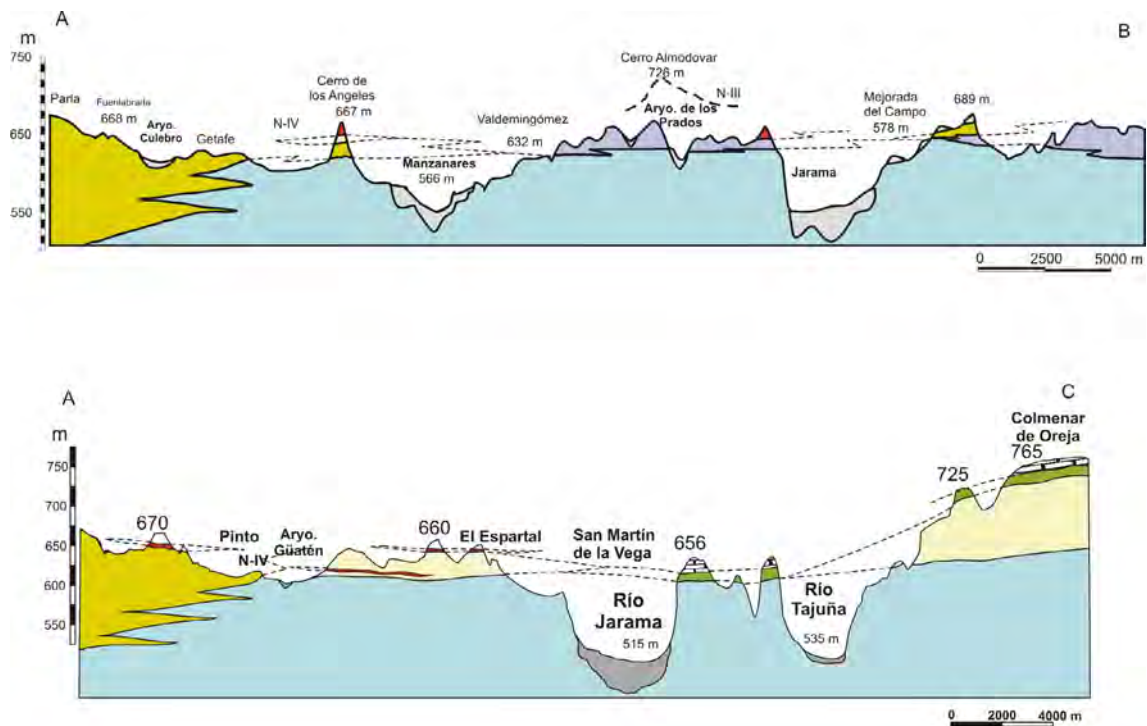


Figura 3.6. Cortes geológicos A-B y A-C correspondientes al mapa litológico de la figura 3.5 y Mapa 3.1 del Anexo I.

por gneises y granitos del Paleozoico (0), que afloran en el extremo sur de ésta y representan el borde meridional en este sector de la cuenca del Tajo. Entre las unidades basales los yesos masivos y tableados (1) presentan la mayor extensión, aflorando en la mitad oriental de la zona de estudio. La segunda litología en extensión corresponde a las lutitas (2) que afloran en el extremo norte y noroeste.

La mitad occidental está dominada por las arcosas y arenas arcósicas (4). Las margas (3) afloran en el centro de la zona de estudio, en la divisoria del río Jarama con la depresión de Prados-Guatén, y por debajo de la Serie del Páramo en la mitad sur. Las margas y calizas de la Unidad intermedia (Mioceno) (6) tiene una escasa

representación, cerca de la confluencia de los ríos Manzanares y Jarama, por encima de los yesos masivos y tableados (1). Por su parte, los niveles de sílex (5) quedan englobados fundamentalmente en las margas (3), arcillas (2) y calizas (6). La Serie del Páramo y la Mesa de Ocaña, correspondientes a la Unidad superior (Mioceno), están representadas por un término inferior siliciclástico (7) y otro superior carbonatado (8). Estas dos unidades se encuentran en los interfluvios de los ríos Jarama, Tajuña y Tajo en la mitad este de la zona de estudio. Por último, los depósitos cuaternarios, que se concentran entorno a las principales arterias fluviales, como son los ríos Manzanares, Tajuña, Jarama y Tajo, además de sus principales afluentes (9).

Como ya se ha indicado en apartados anteriores, no hay deformaciones importantes en las unidades aflorantes. El contacto entre los yesos masivos y tableados **(1)**, arcillas **(2)** y arenas y arcosas **(4)** es fundamentalmente mediante cambio lateral de facies. Las margas **(3)** se encuentran por encima de las evaporitas **(1)** y arcosas **(2)**. Las dos últimas unidades del Mioceno **(7 y 8)** se disponen indistintamente sobre las evaporitas **(1)** y las margas **(3)**, (ver fig. 3.6 y mapa litológico 3.1 del Anexo I). Los depósitos fluviales cuaternarios de los ríos Manzanares y Jarama se dispone por encima de las evaporitas **(1)** y los del río Tajo, al sur de la zona, sobre arenas y arcosas **(4)**.

4



Marco Geomorfológico

4.1.- Introducción

Las características litológico-estructurales del sector central de la cuenca de Madrid condicionan las directrices de los principales rasgos geomorfológicos de esta región. Por un lado, las series calcáreas culminantes de la sedimentación terciaria (Caliza del Páramo), quedan reflejadas en la actualidad como los principales relieves en el interior de la cuenca, mientras que en posiciones orográficas más bajas se localizan la series detríticas (arcosas y lutitas) y yesíferas, que además de constituir localmente relieves de importancia, han servido de sustrato para la acumulación de los niveles de glaciares y terrazas cuaternarios. En este

sentido, la red fluvial compuesta por los ríos Manzanares, Jarama y Tago se ha abierto paso hacia el sur de la cuenca a través de los materiales de características más lábiles, permitiendo una divagación lateral media de sus cursos durante el Cuaternario de unos 10 km, y una incisión de más de 125 m. En aquellas zonas con sustrato evaporítico la evolución fluvial ha estado controlada por un factor litológico-estructural, que ha provocado el desarrollo de terrazas engrosadas de evolución compleja (fig. 4.1).

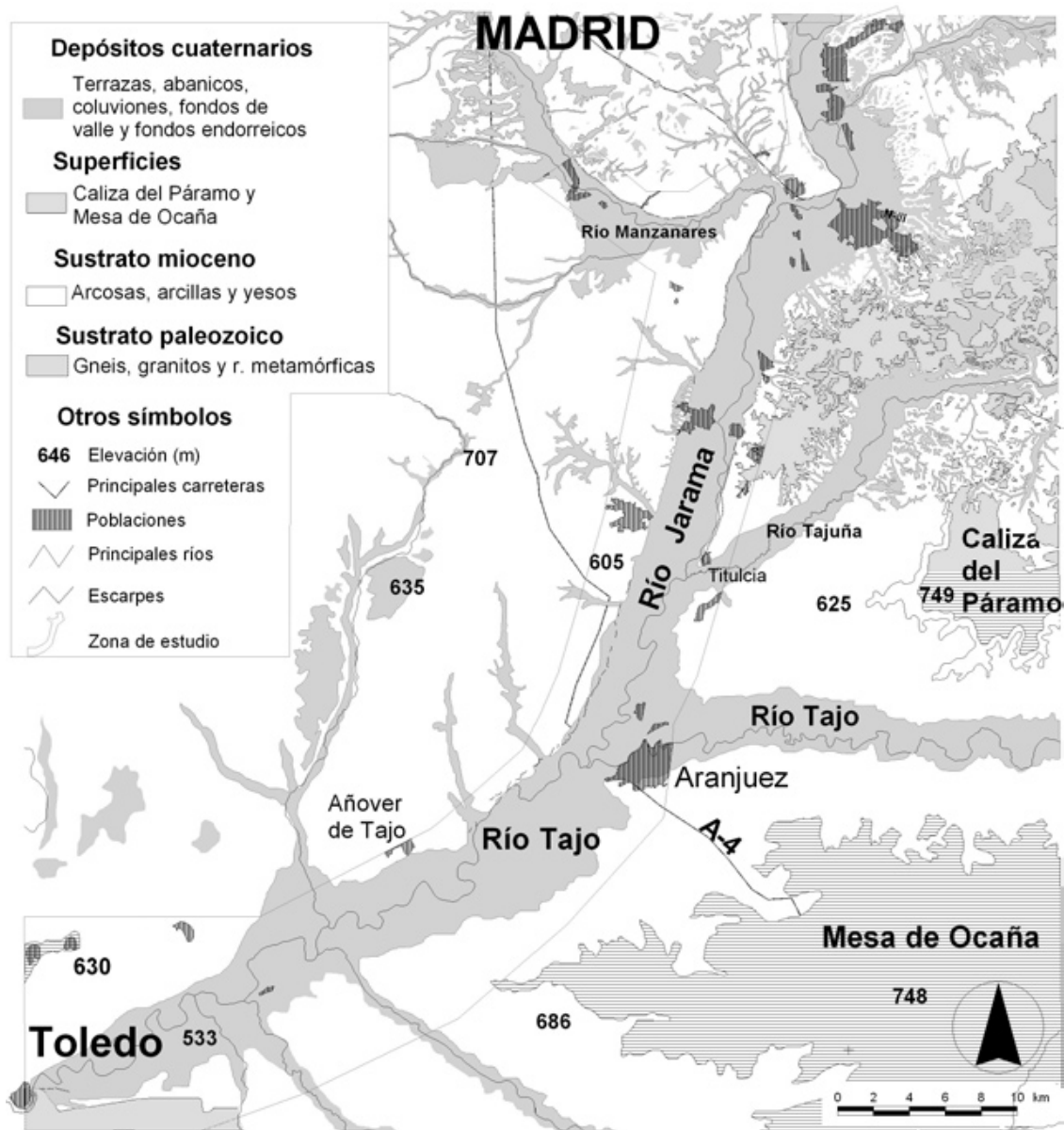


Figura 4.1. Esquema geomorfológico del entorno de la zona de estudio. Fuente: basado en el mapa litológico realizado a partir de las cartografías geológicas publicadas a escala 1:50.000 y 1:200.000 (ver capítulo 3).

4.2.- Los relieves estructurales

Una vez colmatada la cuenca endorreica terciaria del Tajo, al final del Plioceno, comienza un proceso de exorreismo y dismantelación del relleno. El principio de la sedimentación cuaternaria, o al menos, el inicio de los

modelados de disección tan característicos de las cuencas terciarias del interior de la Península Ibérica, tiene lugar en la cuenca de Madrid hace unos 2,59 m.a., inmediatamente después de la unidad litoestratigráfica de la “costra laminar bandeada” (Pérez-González, 1982). En la cuenca de Madrid, el valor de la disección

		R. Manzanares		R. Jarama					R. Tajo	
		Madrid	Perales-confluencia Jarama	Marchamalo	Mejorada	Velilla	Arganda	Titulcia-Aranjuez	Aranjuez	Algodor-Toledo
CUATERNARIO	Holoceno	+1-1,5m								
	Pleistoceno	+4-5m	+4-5m	+3-5m	+3-5m	+3-5m	+3-5m	+3-5m	+3-5m	+3-5m
		+8m	+8m	+8m	+8m			+8m	+8m	+8m
		(Hipódromo)								
		+10m(?)								
		+12-15m	+12-15m *	+12-14m (Talamanca)	+15m	+15m *	+15m *	+15m *		+15m
		+18-20m	+18-20m *	+22m	+18m			+20m	+20m	+15-20m +20m
		+25-30m (San Isidro)	+30m	+26m (Valdetorres)	+25m +30m	+30m				+30m
		+35-40m	+40m	+32m				+40m	+40m	+40m
		+44-46m		+40-42m	+40m					
		+52-54m	+50m	+54m	+50m	+50m		+50m		+50m
		+60m	+66m	+64m	+60m	+60m		+60m	+60m	+60m
		+74m		+74m	+70m			+70m	+70m	+70m
		+84-85m	+86m	+84-86m	+80m	+80m		+80m		+80m
		+95m		+92m	+90m					
	inferior			+100-104m	+100m	+100m		+100m	+100m	+100m
				+110-114m					+115m	+115m
				+125-130m	+125m	+125m				+125m
				+140-145m (Cerro del Castillo)						
				+150-155m						

Tabla 4.1. Propuesta de correlación de niveles fluviales de los ríos Manzanares, Jarama y Tajo (Pérez-González, 1994). * Terrazas implicadas en el proceso de engrosamiento sinsedimentario

pliocena y cuaternaria, puede alcanzar los 300m. (Pérez-González, y Uribe Larrea, 2003).

Los relieves estructurales dominantes, por extensión y significado geomorfológico, son sin duda La Alcarria y la Mesa de Ocaña. Se trata de superficies poligénicas complejas, que en general representan el techo de la colmatación de la cuenca y el punto de partida en la formación de los valles.

La Caliza del Páramo, en La

Alcarria, presenta una inclinación de 2-3° hacia el SO, con una elevación media de 750 m. Este nivel culminante es para Schwenzner (1936) una planicie de corte y denudación postpóntica que denomina *Mesetafläche*, M2. Para Vaudour (1979) la Alcarria es una superficie de corrosión kárstica poligénica, donde la parte septentrional, más elevada, predominan los sectores denudados y en la meridional, más hundida, los procesos de agradación.

Posteriormente Pérez-González (1982) interpreta la formación de la superficie del Páramo de la Alcarria

con, al menos, dos etapas de erosión-acumulación ocurridas durante el Plioceno superior. El depósito de la más antigua está representado por una costra clástica roja, y la más moderna por una potente costra laminar bandeada y multiacintada con arenas limosas rosas y/o rojizas. Estratigráficamente, entre ambos depósitos correlativos tiene lugar la sedimentación de las Series rojas de la Mesa de Ocaña.

Otra superficie, de menor extensión y significado en nuestro sector del valle del Tajo, es la superficie estructural de Bargas-Olías, citada por vez primera en 1945 por Alía Medina como una superficie de erosión que se labra tanto en el Macizo cristalino de Toledo, como en las series detríticas miocenas, a una cota de 620-630 m.

4.3.- Modelado fluvial (glacis y terrazas)

Los glacis y especialmente las terrazas son los elementos geomorfológicos principales de la arquitectura de los valles en la zona de estudio. Marcan la pauta del continuo descenso de los niveles de base, entre las superficies estructurales culminantes y la actual llanura de inundación. El modelo de construcción de estos valles cuaternarios está controlado principalmente por las fluctuaciones climáticas y movimientos tectónicos (Alía, 1960; Pérez-González, 1971, 1980 y 1994; Silva, 1988, entre otros).

En los tres ríos estudiados los valles son asimétricos, con una distribución y número de terrazas muy variable e irregular. En el valle del río Manzanares prácticamente todos los depósitos de terraza se encuentran en la margen derecha. En el caso de los ríos Jarama y Tajo claramente hay una mayor representación de éstas en la margen izquierda. (Tabla 1).

De una manera general se observa que las terrazas de los valles del Jarama y Manzanares, aguas arriba de la facies evaporítica central, son planos aluviales escalonados, con solapamiento entre los niveles inferiores y con un espesor que generalmente no supera los 6 ó 7 m. En las partes del valle que atraviesan las facies evaporíticas terciarias, este dispositivo se conserva para todas las terrazas por encima de 40m, pero no así para las terrazas inferiores a dicha cota, que aguas abajo de Mejorada del Campo para el río Jarama y el sur de Madrid para el Manzanares, terminan confundándose en un único cuerpo aluvial por inversión y superposición de los niveles fluviales más recientes, lo que da lugar a un engrosamiento máximo de los depósitos aluviales superior a los 30-40 m en la llanura aluvial de Arganda, y a cambios en las litofacies de los sedimentos fluviales depositados. Este dispositivo de hundimiento de niveles de terrazas ocurre igualmente en el río Manzanares, donde

las terrazas de 25-30 m (San Isidro), + 18-20 m y + 12-15 m (La Gavia), se encuentran en la zona de Perales del Río-Vaciamadrid hundidas y superpuestas las más recientes sobre las más antiguas en un único cuerpo aluvial (Pérez-González, 1994).

Si el elevado número de terrazas y la disimetría de los valles pueden ser debidos a factores tectónicos de levantamiento isostáticos y ajustes de bloques, los cambios de geometría en las secciones transversales inferiores de los valles tienen su origen, principalmente, en los controles litológicos-estructurales de las facies yesíferas y salinas que afloran al este y sureste de Madrid (Pérez-González, 1971)

Al igual que los niveles de terraza, las formas de glacis tienen una distribución asimétrica en los valles, mejor representados en las márgenes opuestas de las terrazas, margen izquierda del Manzanares y derecha del Jarama y Tajo. Su número es, en cualquier caso, mucho menor que el los niveles de terraza. En el valle del río Jarama los glacis, de tipo erosivo, se encuentran a lo largo del interfluvio con el arroyo Güatén, en cotas relativas entorno a los +100m sobre el cauce actual del río Jarama (Silva, 1988). En la zona de confluencia de los ríos Manzanares y Jarama se desarrollan sobre las margas y calizas de la Unidad Intermedia del Mioceno. Aguas abajo,

también en la margen derecha del valle, en los términos municipales de Ciempozuelos y Seseña, estas morfologías se han desarrollado sobre los yesos masivos y tableados. Entorno a la confluencia de los ríos Jarama y Tajo, las formas de glacis enrasan con las terrazas de +100m, (Silva 1988). Finalmente, aguas abajo, en la margen derecha del río Tajo se han cartografiado hasta 3 generaciones distintas de glacis, con cotas relativas al río Tajo de +117 m, +92 m y +55 m (Pérez-González y Uribelarrea, en prensa). Todos ellos están muy disectados. En la margen izquierda, sólo hay dos generaciones de glacis, que enlazan con el techo de los depósitos de terraza con alturas de +75-80 m y +115.

Otras formas aluviales, de menor extensión y en general más recientes, están constituidas por los abanicos, conos aluviales y coluviones, que se adaptan a la topografía escalonada definida por la sucesión de los distintos niveles de glacis y terrazas. Destacamos, por número y extensión los depósitos de abanicos aluviales.

Los abanicos aluviales conforman una unidad morfosedimentaria compleja que comprende un gran número de litofacies según el origen de los materiales depositados. Estos depósitos están distribuidos principalmente a lo largo de los ejes fluviales y se emplazan tanto en una margen como en la otra. Como se ha

descrito en la estratigrafía de la terraza compleja del río Jarama, forman en si una unidad litoestratigráfica que puede superar los 12 m de espesor en la margen izquierda del río Jarama. En el valle del río Manzanares son predominantemente arenosos y limo-arcillosos, con escasa fracción de gravas. En ocasiones tienen un alto contenido en cantos muy angulosos de calizas y sílex, siendo el resultado del desmantelamiento de relieves terciarios como el de la Marañoso o el Cerro de Los Ángeles.

En el río Jarama, algunos abanicos y conos depositados al pie de los escarpes en yesos de la margen izquierda, tienen un alto contenido en materiales siliciclásticos, arenas y gravas, que provienen del desmantelamiento de las terrazas de +80 y +100 m, y del término inferior, siliciclástico también, de la Serie del Páramo.

En el valle del río Tajo, los abanicos alcanzan mayor desarrollo y provienen tanto de las facies detríticas terciarias como del desmantelamiento de las terrazas fluviales o de los granitoides, migmatitas y diques filonianos del extremo sur de la zona de estudio. Pueden alcanzar espesores superiores a los 15 m, como es el caso de los conos de Pinedo o de la cerámica de la Concepción, en la margen derecha del Tajo, aguas arriba de Toledo. En este caso también las texturas son limo-arcillo-arenosas o arenosas, en ocasiones de gravas y arenas que

provienen directamente de la erosión de la terraza fluvial inmediatamente superior. Se reconocen interrupciones en la sedimentación de los abanicos dando lugar a periodos de estabilidad con formación de suelos, con horizontes argílicos, cámbicos y cálcicos, según los casos y la antigüedad del abanico.

Es evidente que algunos de ellos han funcionado largo tiempo y su construcción debió comenzar inmediatamente después de la deposición de la terraza fluvial que infrayace al cono, dado que no se observa ninguna evolución edáfica sobre la terraza.

4.4.- Depósitos eólicos

Los depósitos de tipo eólico son abundantes a lo largo de los valles estudiados, aunque no se han incluido en las cartografías debido a su reducido espesor. Suelen estar relacionados con los depósitos de abanicos aluviales, apoyado sobre ellos. En este sentido hay que indicar que Pérez-González (1994), ha estudiado una quincena de puntos a lo largo del valle del río Tajo con depósitos de limos eólicos en diferentes posiciones geomorfológicas. Por ejemplo, en la base de los abanicos situados en la margen derecha del río Tajo, aguas arriba de Toledo (Cerámica de la Concepción), se han obtenido dos dataciones por luminiscencia (IRSL), con edades de 22.75 ± 2.48 ka y de 29.35 ± 2.35 ka. A techo del abanico en un depósito de 3-4 m de limos masivos pardos, también

por IRSL, se obtuvo una cronología de 10.5 ± 0.81 ka (Pérez-González et al., 1994). En el abanico aluvial de Pinedo, situado en la margen derecha del río Tajo, aguas arriba de Toledo, el depósito eólico a techo presenta una potencia de 1,5 m y se encuentra fuertemente carbonatado.

También destacaremos los depósitos de origen eólico situados en la margen derecha del río Manzanares, que tapizan por igual el pie de los relieves terciarios, los abanicos y hasta las terrazas bajas.

4.5.- Fondos endorreicos

Los principales fondos endorreicos se localizan en el valle del Tajo a la altura de Mocejón y son características de la comarca conocida por La Sagra, que se encuentra al norte de la margen derecha del río Tajo, en los valles del río Guatén y Magán. Son depresiones de carácter endorreico o semiendorreico, y que han sido estudiadas en detalle por Vaudour (1979). Los fondos de las depresiones abiertas, pero con drenaje deficiente, o cerradas están ocupadas por suelos oscuros arcillo-limoso, en ocasiones arenosos, ("tierras negras"), con eflorescencias salinas blancas de cloruros y sulfatos (Pérez-González y Uribe Larrea, en prensa).

4.6.- Fondos de valle

Se ha recurrido al término fondo de valle para aquellos sedimentos asociados

a cauces de funcionamiento por lo general episódico y de escasa amplitud si se los compara con aquellos de las llanuras aluviales. Litológicamente y texturalmente son parecidos a las formaciones más antiguas que drenan y su espesor por lo habitual no es mayor de 4 o 5 m, teniendo continuidad geomorfológica con las llanuras aluviales mayores. Excepcionalmente los dos arroyos por la margen derecha del río Manzanares, Butarque y Culebro superan con creces los 4-5m de espesor, debido a los procesos de engrosamiento de las terrazas (Silva, 2003). En la desembocadura del Culebro se han contabilizado hasta de 15 metros de series fluviales superpuestas y mezcladas del río Manzanares y el arroyo Culebro, con edades comprendida entre el Pleistoceno superior hasta el Holoceno. El principal arroyo del río Jarama es el Pantueña, que desemboca en su margen izquierda. Ya en el Tajo hay que destacar el Guatén, por la margen derecha y los arroyos Martín Román, Algodor y Guazaleta, que llegan a desarrollar sus propias terrazas y llanuras de más de 500 metros de anchura.

4.7.- Llanuras aluviales

La llanura aluvial del río Manzanares tiene una anchura media de 500 m, aunque poco antes de la confluencia con el río Jarama disminuye hasta los 200 m (fig. 4.2). La pendiente general es $0,00103 \text{ m m}^{-1}$. Es de carga fundamentalmente

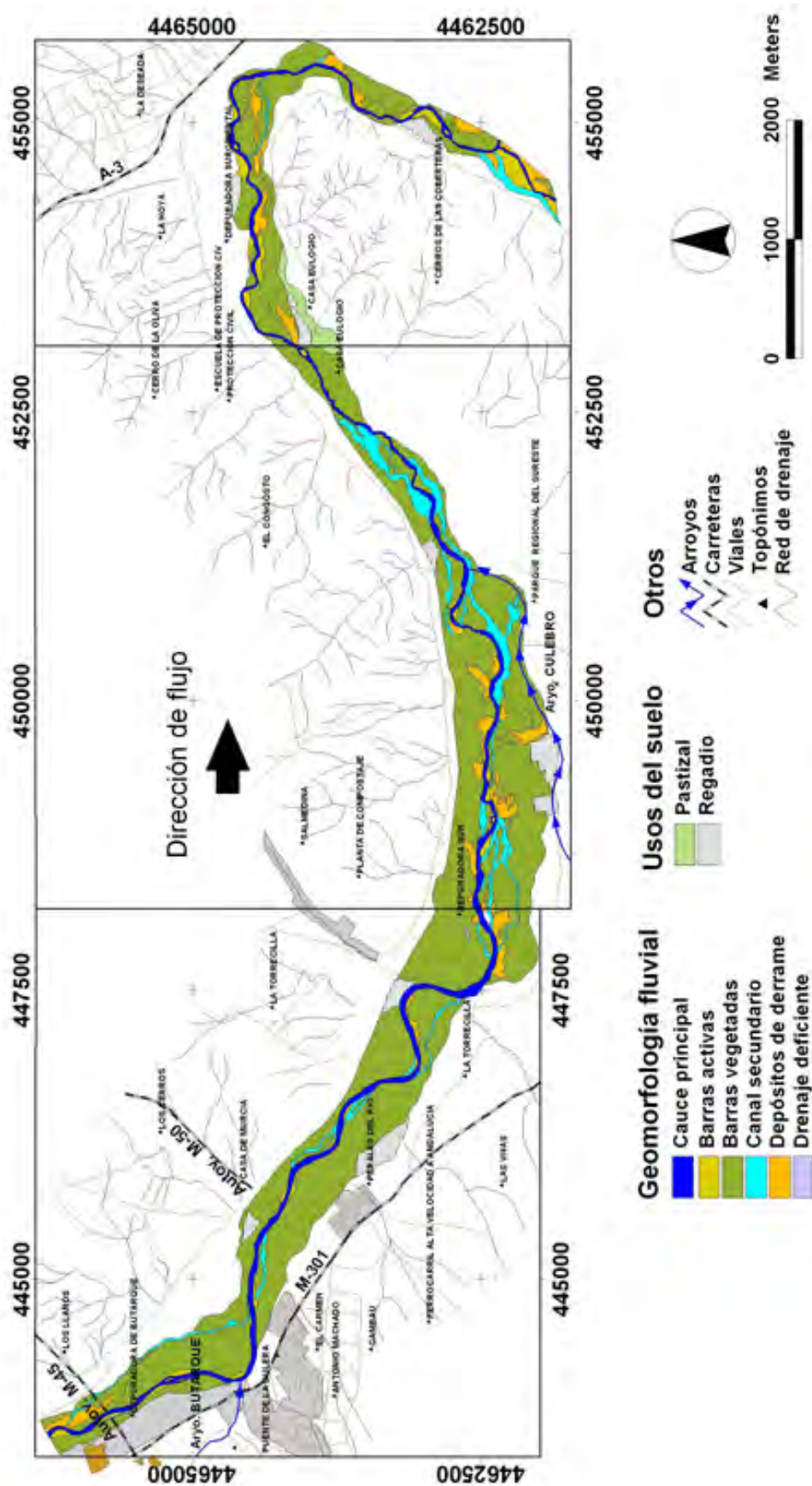


Figura 4.2. Llanura aluvial del río Manzanares. Cartografía basada en la fotografía aérea del año 1945.

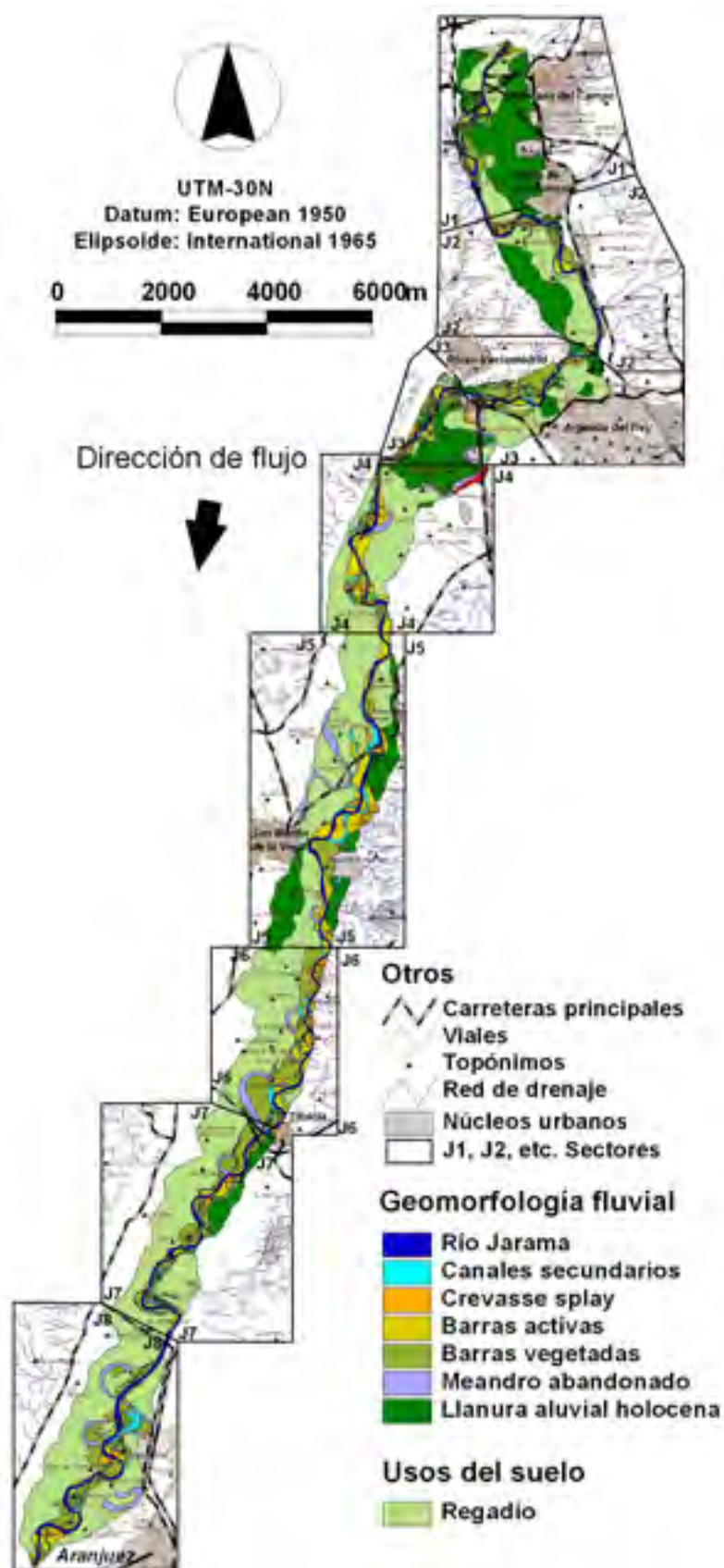


Figura 4.3. Llanura aluvial del río Jarama.
Cartografía basada en la fotografía aérea del año 1945.

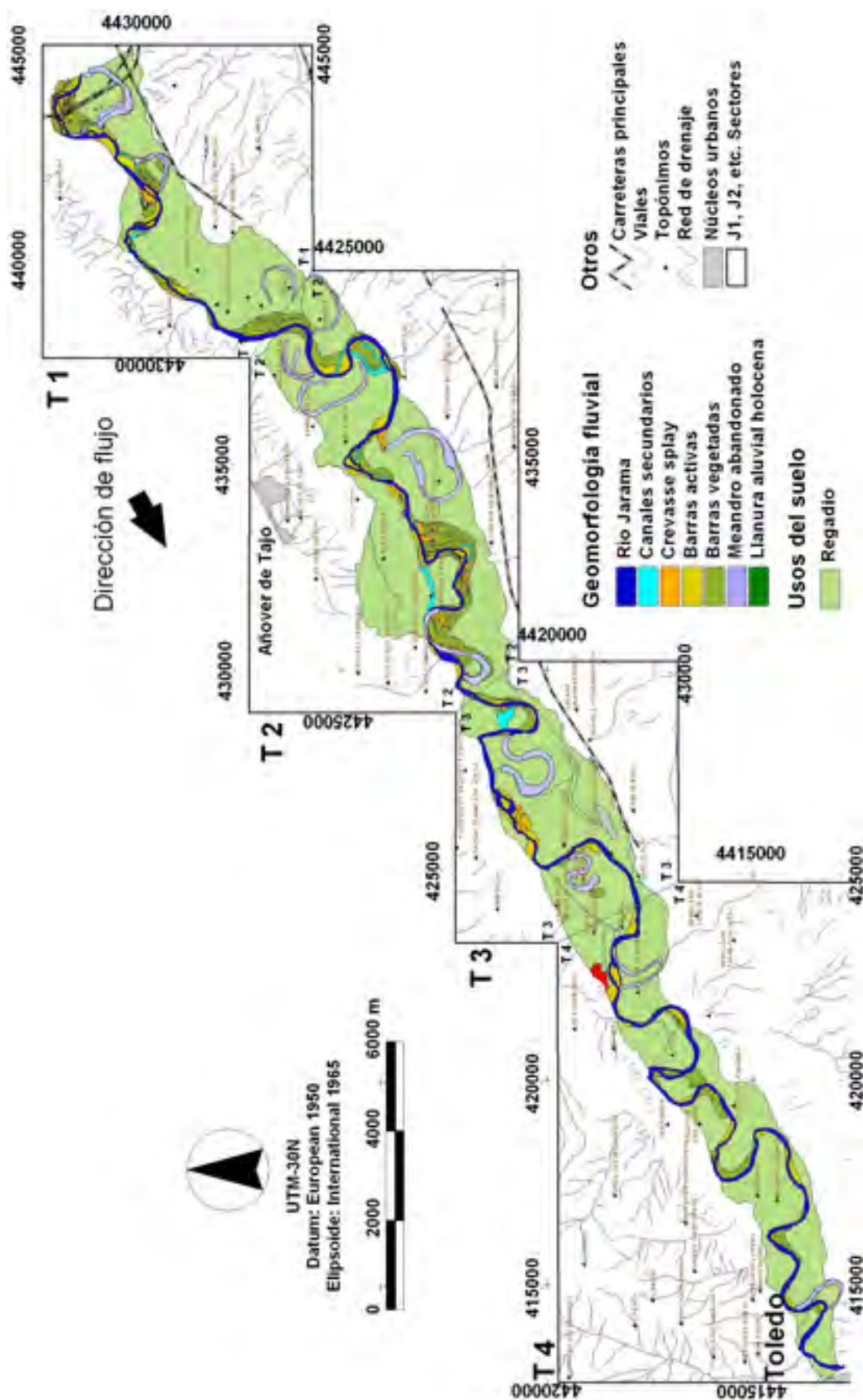


Figura 4.4. Llanura aluvial del río Tajo. Cartografía basada en la fotografía aérea del año 1945.

arenosa, con un río de un solo canal, aunque con muchas islas centrales y con un índice de sinuosidad general muy bajo, entorno a 1,2. Apenas se distinguen cicatrices de acreción lateral, sin embargo son muy abundantes los depósitos de derrame a los lados de un cauce protegido con diques naturales o *levees*. También son muy abundantes los canales secundarios de crecida entrelazados y en ocasiones conectados aguas abajo con depósitos de tipo delta. Parece una llanura aluvial cohesiva con escasa migración lateral de los arcos de meandro. Las barras activas son de tamaño reducido, de punta o formando islas centrales. Según la clasificación de Nanson y Croke (1992) estamos ante una llanura de tipo **B3a**, es decir, una llanura no cohesiva, de media energía, formada por eventos regulares en un valle relativamente no confinado, con migración lateral pero sin cicatrices. A lo largo de todo el tramo estudiado la margen izquierda está limitada por coluviones y la derecha por los escarpes de la terraza compleja.

La llanura de inundación del Jarama oscila entre los 1500 y 2000 m de anchura. Este valor se reduce hasta los 1250 m en la zona donde el río se traslada del escarpe en yesos de la margen derecha al situado en su margen izquierda (fig. 4.3). La pendiente media es igual a la del Manzanares, $0,00104 \text{ m m}^{-1}$, pero la composición textural es fundamentalmente de gravas. El río Jarama es sinuoso, pero

con un índice de sinuosidad medio muy bajo, menor de 1,3. De hecho, alternan tramos rectos y sinuosos, un aspecto que se analizará con detalle en los sucesivos capítulos. Está claramente dividida en dos zonas, una activa y otra estabilizada. La activa puede abarcar una franja de 500 a 800 m entorno al cauce del río y está compuesta por un complejo entramado de barras activas, depósitos de derrame y canales secundarios de crecida, a veces conectados con meandros abandonados. En la zona más alejada del cauce actual y por tanto más estabilizada, pueden distinguirse las cicatrices de migración lateral, los arcos de meandro abandonados y avulsiones. Según nos alejamos del cauce actual estas formas son menos evidentes. Según la clasificación de Nanson y Croke, (1992) estamos ante una llanura de tipo **B3b**, similar a la del Manzanares pero más energética y con claros rasgos de migración lateral.

La anchura de la llanura de inundación del río Tajo es muy variable, con sectores de 1200 m y de más de 3000 m en apenas 1 km (fig. 4.4). La pendiente media del Tajo, que marca el nivel de base del río Jarama, tiene la mitad de inclinación que éste, $0,00057 \text{ m m}^{-1}$. Como se verá más adelante la diferencia en el valor de la pendiente influirá decisivamente en la evolución de los dos ríos. Es una llanura aluvial mixta, de arenas y gravas, con un río de un solo canal, con una sinuosidad media de 1,4, pero muy variable y mucho

más cohesivo que el Jarama. La pendiente media disminuye sensiblemente 5 km aguas arriba de la garganta excavada en roca de el torno de Toledo, debido seguramente al efecto presa que ejerce ésta. Este hecho parece que también queda reflejado en el espesor de la llanura aluvial, que aumenta hacia la ciudad de Toledo. Los meandros abandonados, en la llanura aluvial del río Tajo, se encuentran colmatados por sedimentos finos, excepto el situado en el término municipal de Añover de Tajo, que aún conserva las márgenes del cauce. El tamaño de los meandros abandonados conservados desde época histórica, (longitud, anchura y radio de curvatura), es paulatinamente menor con el tiempo, quizás como reflejo de una reducción del caudal medio (Uribelarrea et al. 2003). Según la clasificación de Nanson y Croke, (1992) la llanura aluvial del río Tajo podría considerarse ya como de tipo **C1**, es decir, de baja energía, cohesiva, con un gradiente bajo, de un solo canal y con escasa migración lateral.

5



Características de la Red

5.1.- Introducción.

La morfología de un curso fluvial resulta de la erosión, transporte y depósito de sedimentos no consolidados en el fondo de una llanura de inundación, a través de la cual el río discurre (Richards, 1982). Estos procesos se desarrollan dentro de un sistema fluvial que está regido por un gran número de variables dependientes e independientes, con marcos espacio-temporales de actividad muy amplios también (Schumm y Lichty, 1965) (tabla 5.1).

Dependiendo de las escalas de trabajo, abarcar todas estas variables bajo un mismo estudio puede ser una tarea ingente y en la mayoría de los

casos poco operativa. Hay que tener en cuenta en todo momento la escala y los objetivos del trabajo. Especialmente, la zona de estudio abarca tramos cortos de los ríos Manzanares, Jarama y Tajo, y temporalmente la dinámica fluvial reciente u holocena. Por tanto, consideraremos de forma general aquellas variables de la Tabla 1 que intervienen en la dinámica fluvial, como son las características de las cuencas de drenaje o los factores hidroclimáticos y en sucesivos capítulos trataremos con más detalle los cambios en la morfología de los cauces.

Variables de un canal fluvial	Tipología de las variables en función de la escala temporal		
	Geológica (10 ³ años)	Moderna (10 ¹ a 10 ² años)	Actual (1a a 10 años)
Tiempo	Independiente	Irrelevante	Irrelevante
Geología	Independiente	Independiente	Independiente
Clima	Independiente	Independiente	Independiente
Vegetación	Dependiente	Independiente	Independiente
Paleohidrología	Dependiente	Independiente	Independiente
Dimensiones del valle	Dependiente	Independiente	Independiente
Caudales sólidos y líquidos	Indeterminado	Indeterminado	Dependiente
Morfología del cauce	Indeterminado	Dependiente	Independiente
Características del flujo(velocidad, turbulencia, etc.)	Indeterminado	Indeterminado	Dependiente

Tabla 5.1. Tipología de las variables que intervienen en un sistema fluvial en función del tiempo (Schumm y Lichty, 1965)

5.2.- Cuenca de drenaje y perfiles longitudinales

En aquellos paisajes labrados por un sistema fluvial, la cuenca de drenaje constituye la unidad geomorfológica fundamental (Chorley, 1969). En estos sistemas existe un equilibrio entre la entrada y salida de materia y energía, dentro del cual se pueden medir y relacionar los factores hidroclimáticos con la geomorfología (Leopold, et al. 1964).

En este sistema, la relación entre el caudal líquido y sólido, que especialmente durante los eventos de inundación determina la forma del canal, es compleja ya que resulta por un lado de la concentración de la precipitación y deshielo, y por otro de las características de la cuenca: estructura y densidad de las redes de drenaje, pendientes, permeabilidad de los suelos,

vegetación, etc. (Richards, 1982). Existe una relación de equilibrio entre el área de la cuenca y la pendiente de la red de drenaje, que varía aguas abajo para adaptarse a las condiciones cambiantes de caudal líquido y sólido, y mantener así el balance en la transferencia de materia y energía (Schumm, 1977). Esta relación parece muy clara en pequeñas cuencas en zonas montañosas (Roehl, 1962; Boyce, 1975, Strand, 1975) y menos evidente en aquellos sectores del valle donde el desarrollo de una llanura aluvial aísla el flujo principal de las márgenes del valle (Richards, 1982). Sin embargo, a medida que un río aumenta sus dimensiones aguas abajo, (anchura y profundidad), en general el tamaño del sedimento disminuye y el lecho tiende a ser plano, resultando en una forma cóncava del perfil longitudinal del río (Leopold et al, 1964).

La variación continua de la pendiente en el perfil longitudinal de un río, se ha tratado de ajustar a una curva exponencial en ríos en equilibrio dinámico (graded rivers) (Green, 1934, Shulits, 1941, Mackin, 1948, Yatsu, 1955 y Tanner, 1971), así como en modelos teórico-matemáticos, (Hack, 1957, 1973; Scheidegger, 1970; Shepherd, 1985 y Snow y Slingerland, 1987), físicos experimentales (Schumm, 1977) y más recientemente en sistemas aluviales (Richards, 1982; Knighton, 1984; Rice y Church, 2001, entre otros).

En general se acepta que las variables que definen el perfil longitudinal de un río, cumplen la relación simple propuesta por Lane (1957), donde el caudal y la pendiente son proporcionales a la tasa de energía gastada a lo largo de un tramo de canal dado.

Es evidente que el estudio del perfil puede ser muy complejo cuando se introducen factores geológicos como la dureza del sustrato, las propiedades texturales del sedimento (Richards, 1982) o la tectónica (ver Bridge, 2003 entre otros) o bien cuando se trabaja con secciones de un cauce, y se consideran variables como la rugosidad del canal y la velocidad del flujo (Leopold et al. 1964), incluso la longitud de onda del canal (Schumm, 1969).

En cualquier caso, se considera que el perfil longitudinal de un río aluvial es resultado de amplio conjunto de variables, en general expresadas en función de los caudales líquidos y sólidos (Leopold et al.

1964), que cambian de forma coherente con la pendiente del perfil y que por tanto, las características del perfil, como factor intrínseco al sistema, nos informa de la dinámica fluvial en el tramo considerado (Schumm, 1977).

Los cálculos del área y longitud de los tres ríos se han realizado a partir de los datos espaciales publicados por la Confederación Hidrográfica del Tajo y disponibles en su WEB www.chtajo.es. El perfil longitudinal se ha calculado a partir de los mapas topográficos de la Comunidad de Madrid y Provincia de Toledo a escala 1:5.000 y 1:25.000 respectivamente. La pendiente general de los tres ríos se ha obtenido mediante el cálculo de las longitudes del valle y del río en 1999 y de la diferencia de cota.

El Tajo es el río más largo de la península ibérica (1008 km) y el tercero tanto en superficie total como en aportaciones, después del Ebro y del Duero. Es también el que tiene mayor peso demográfico de la península (fig. 5.1). Desde un punto de vista hidrogeográfico, la zona de estudio queda enmarcada en el tramo medio del río Tajo, plenamente aluvial, con desarrollo de amplias llanuras aluviales.

El gradiente general del Tajo disminuye considerablemente unos 30 km aguas arriba de la confluencia con el Jarama en Aranjuez. Este cambio brusco en el perfil parece tener un origen geológico-estructural (Garrote et al. 2002 y 2008). De hecho, el tramo comprendido

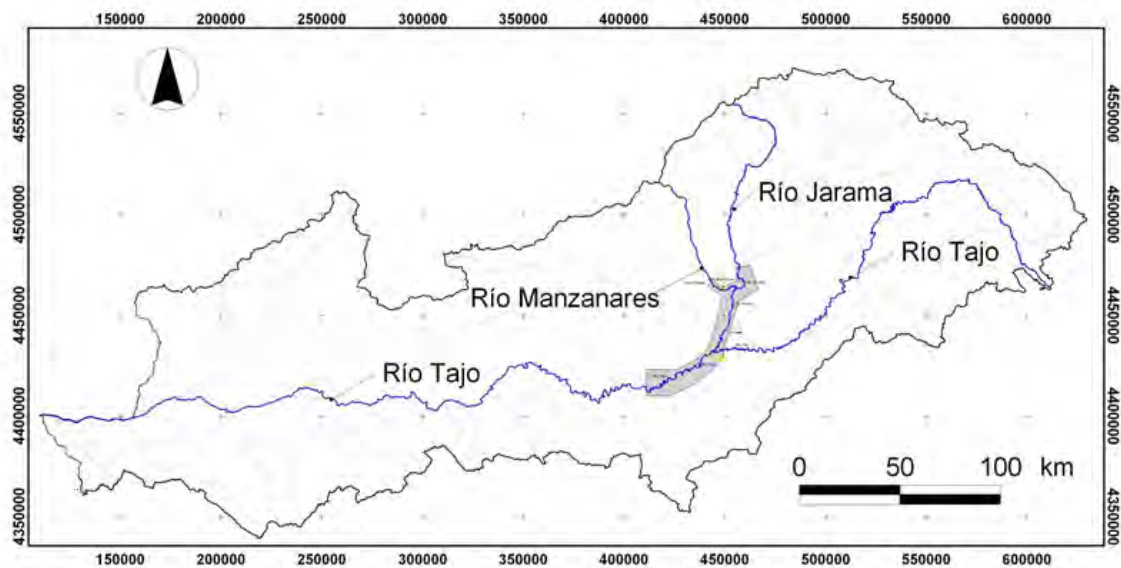


Figura 5.1. Posición de la zona de estudio y de los ríos Manzanares, Jarama y Tajo dentro de la cuenca hidrográfica del río Tajo.

entre Fuentidueña de Tajo y la ciudad de Toledo es el segundo más tendido ($0.0005 \text{ m} \cdot \text{m}^{-1}$) después del tramo final, ya en territorio portugués (fig. 5.2). El río Tajo tiene, hasta la confluencia con el río Jarama en Aranjuez, una longitud de 366 km, una cuenca de drenaje de 9.414 km^2 (fig. 5.3). El Jarama con casi la mitad de longitud hasta el mismo punto, 204 km, tiene una cuenca de drenaje mayor, 11.545 km^2 . El nacimiento del Tajo está a 1595 m de altura y el del Jarama 1895 m, luego el desnivel hasta Aranjuez (481 m) es de 1.114 m y 1.411 m respectivamente. La pendiente del Jarama (0.0010 m m^{-1}) dentro de la zona de estudio es el doble que la del Tajo (0.0005 m m^{-1}).

La diferencia de 2.000 km^2 se debe a que el río Jarama engloba a 2 de los 5 ríos más largos de toda la cuenca del Tajo, el Henares y el Tajuña (fig. 5.4). El

río Manzanares es el menor de los tres y es afluente por la margen derecha del río Jarama, con una longitud de 91 km, una cuenca de drenaje de 1.188 km^2 y una diferencia de cota entre su nacimiento (2.192 m) y su desembocadura (533 m) es de 1.659 m. En la zona de estudio tiene la máxima pendiente de los tres ríos, $0.0016 \text{ m} \cdot \text{m}^{-1}$, (Tabla 5.2).

Desde un punto de vista local, la pendiente en el río Jarama y Tajo aumenta inmediatamente aguas abajo de la confluencia con los ríos Manzanares y Jarama respectivamente, y es mínima aguas arriba de estos mismos puntos (fig. 5.5). El tramo con la máxima pendiente corresponde al río Jarama entre la confluencia con el río Manzanares y Puente Largo

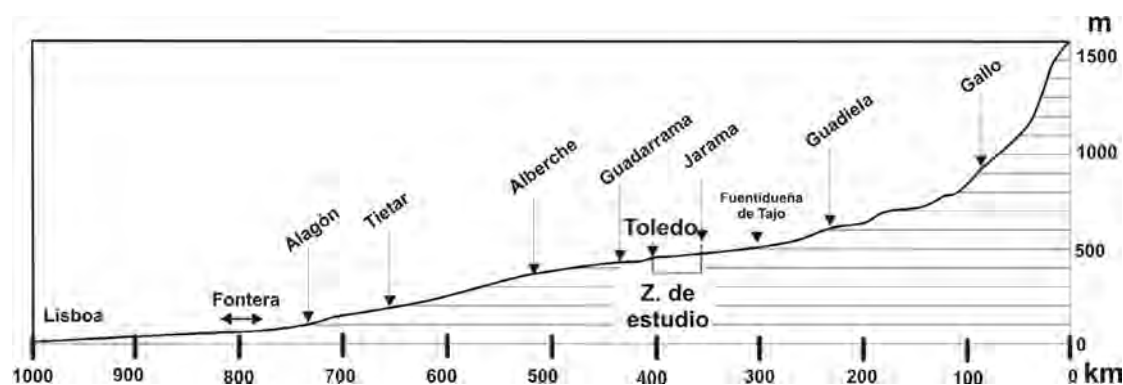


Figura 5.2. Posición de la zona de estudio en el perfil longitudinal del río Tajo.

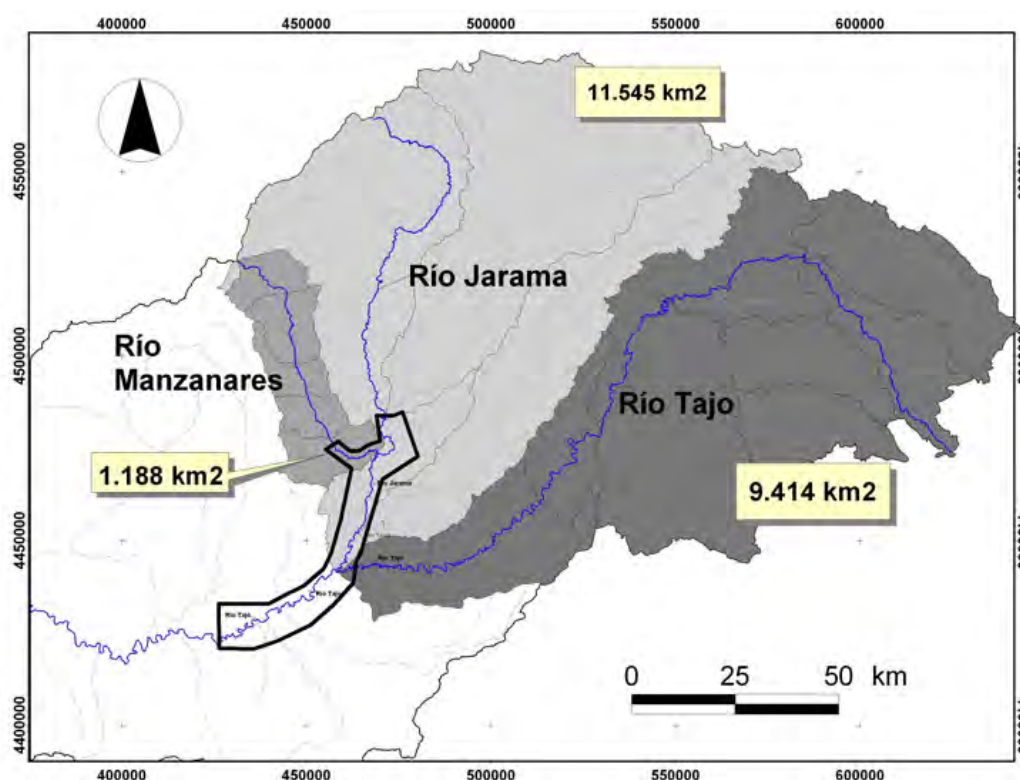


Figura 5.3. Cuencas de drenaje de los ríos Jarama y Tajo hasta su confluencia en Aranjuez. Cuenca completa del río Manzanares.

5.3.- Hidrología

De los tres ríos estudiados, el Manzanares y Jarama son los que acaparan la mayor atención, en todos los aspectos y especialmente en desde un punto de vista hidrológico, debido a la cercanía a la ciudad de Madrid y su entorno

urbano. Destacamos los trabajos llevados a cabo en el curso bajo del río Manzanares por Martínez Alfaro, (1977 a) y Martínez Alfaro y Sáiz García-Cuenca, (1976); en el río Jarama por Rebollo, (1973); López Vera, (1977) y Martínez Pérez, (1996) y el Tajo por Catalán y Alonso, (1971) y Catalán et al. (1976).

La contaminación derivada de la

Parámetro (zona de estudio)	Manzanares	Jarama	Tajo
Longitud del valle (m)	16.715	46.500	37.000
Longitud del río en 2004 (m)	20.243	62.419	62.776
Desnivel (m)	34	65	36
Pendiente del río %	0,167	0,104	0,057
Pendiente del valle %	0,203	0,138	0,097
Pendiente del río (m m^{-1})	0,0016	0,0010	0,0005
Pendiente del valle (m m^{-1})	0,0020	0,0013	0,0009
Longitud total (km)	91	204	365
Cuenca de drenaje total (km^2)	1.185	11.515	9.414 (Aranjuez) 24.788 (Toledo)

Tabla 5.2. Pendientes de los ríos Manzanares, Jarama y Tajo en la zona de estudio.

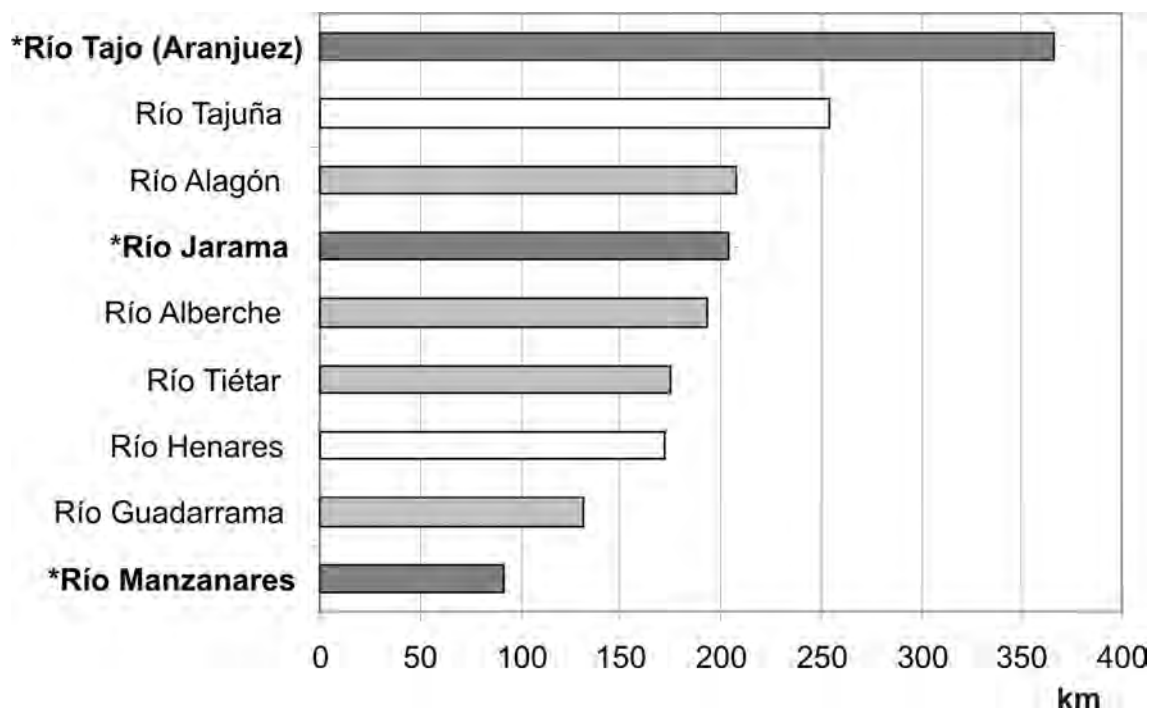


Figura 5.4. Longitud comparada del río Tajo hasta la confluencia con el río Jarama en Aranjuez, con sus principales afluentes y el río Manzanares.

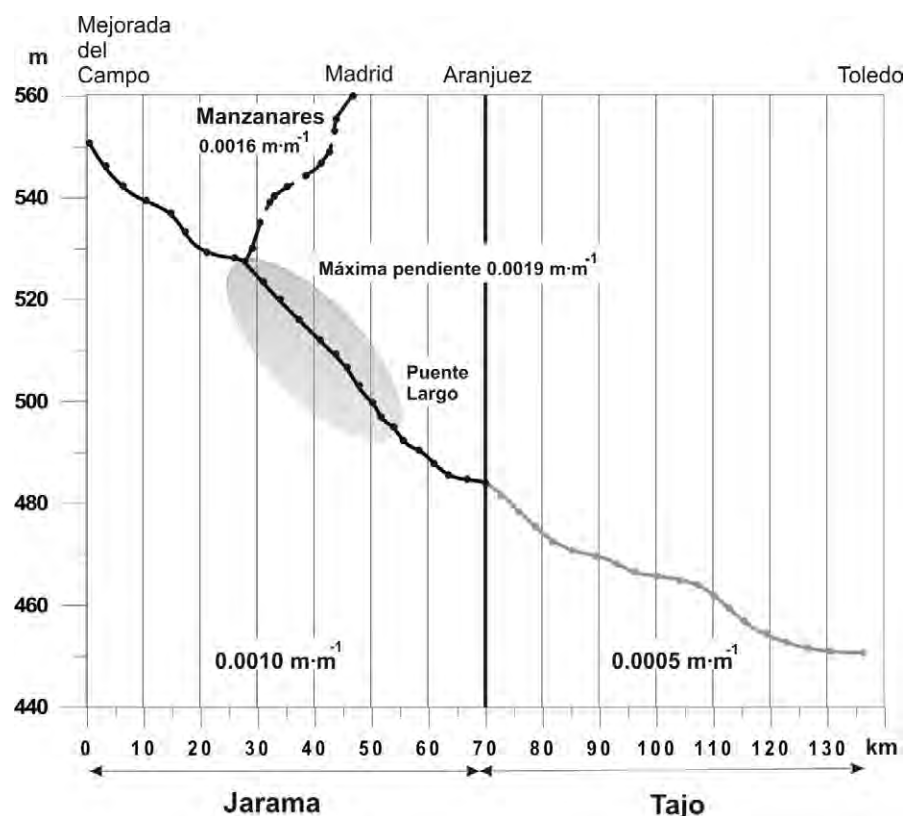


Figura 5.5. Perfiles longitudinales y pendientes de los ríos Manzanares, Jarama y Tajo en la zona de estudio (Ciudades de Madrid-Toledo). Fuente: mapa topográfico 1:5.000 de la Comunidad de Madrid y 1:10.000 de la Diputación Provincial de Toledo.

ciudad de Madrid y sus alrededores, ha sido casi siempre el tema principal ya desde los años 60 (Morá y Catalán, 1969), Kohan y Catalán, (1963) y Martínez Alfaro, (1977b) y especialmente a partir de los años 80, con la declaración del Parque Regional del Sureste de Madrid (PRSM), entorno a la confluencia del Manzanares y Jarama hasta Aranjuez (González del Tánago y García de Jalón, 1982; Tenorio et al, 1988 y 1989; Bustos et al. 1989; Sastre, et al., 1992, Martínez Pérez, 1996; Carreras et al. 1997, Álvarez Cobelas et al., 1998 e Himi, 2002).

Debemos señalar no obstante que en lo referente a la modelización del acuífero cuaternario en todos estos

trabajos hay importantes deficiencias por falta de datos de espesor y profundidad de la terraza compleja y la llanura aluvial.

Los primeros trabajos que relacionan la hidrología de superficie y la geomorfología fluvial surgen del estudio de los efectos de las inundaciones de diciembre de 1989 en la llanura aluvial del Jarama, (Garzón et al. 1990 y Alonso y Garzón, 1996 y 1997) entre Paracuellos del Jarama y el puente de San Fernando y más tarde en otros dos tramos, entre el puente de San Fernando y la confluencia con el Henares y desde ahí hasta La Poveda (Fernández García et al., 1993).

Todas las referencias a la hidrología de estos ríos en la zona de estudio quedan enmarcadas en una etapa que

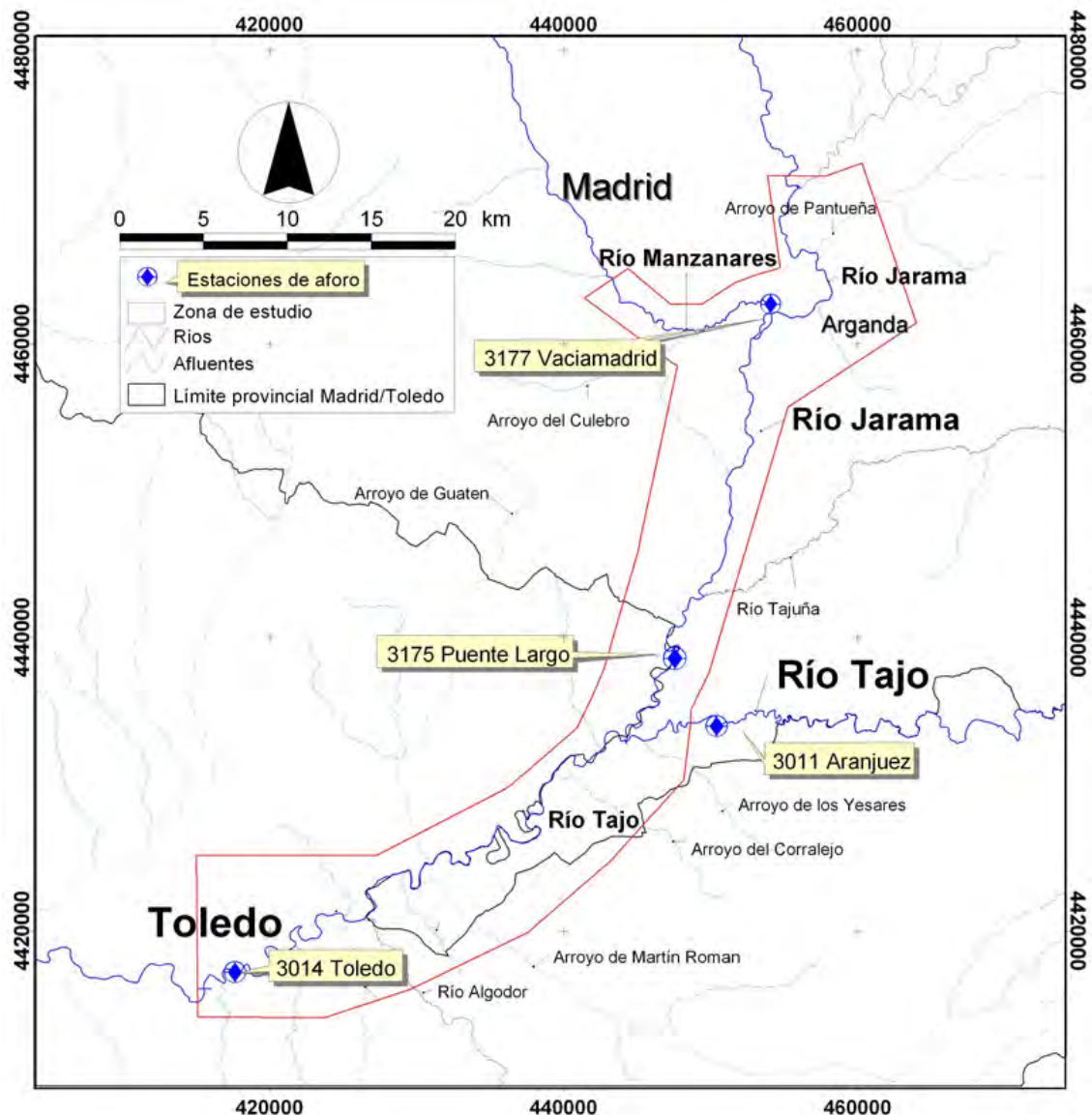


Figura 5.6. Ubicación de las 4 estaciones de aforo, pertenecientes a la red oficial de estaciones de aforos (ROEA), gestionada por la Comisaría de Aguas de la Confederación Hidrográfica del

podríamos llamar de alteración intensa del sistema fluvial, posterior a los años 1950. Por su parte, la hidrología en la etapa anterior, de dinámica “natural”, apenas se ha analizado en detalle, así como la influencia de los factores hidroclimáticos y de otras características de la red fluvial en la dinámica fluvial.

En este sentido y aprovechando el registro histórico de inundaciones del río

Tajo en Aranjuez, a través de un registro documental, marcas de nivel en campo, instrumental (1972-actualidad) y de datos geológico-geomorfológicos, Benito et al. (1994, 1996 a y b, 1998, 2000, 2003) reconstruyen la serie de grandes eventos de inundación en el último milenio. Finalmente Uribelarrea et al. (2003 y 2004a) relacionan dicho registro paleohidrológico con las precipitaciones

Río	Aportación anual		Aportaciones mensuales hm ³		Caudales máximos anuales hm ³	
		hm ³	Valores	Fecha	Mínimos	Máximos
Manzanares 3177	Máx.	845	Max=205	dic/89-90	Qc=23 Qci=42	Qc=148 Qci=267
	Media	465	Media=38	1965-2006		
	Mín.	250	Min=18	ago/04-05		
Jarama 3175	Máx.	2.930	Máx.=1.142	ene/1969-70	Qc=29 Qci=59	Qc=1.346 Qci=1.854
	Media	1.175	Media=94	1969-2006		
	Mín.	390	Min.=11	ago/1985-86		
Tajo (Aranjuez) 3011	Máx.	2.319	Max=469	mar/1963-64	Qc=15 Qci=19	Qc=237 Qci=211
	Media	1.052	Media=79	1911-1984		
	Mín.	265	Min=9	may/1982-83		
Tajo (Toledo) 3014	Máx.	3.369	Máx.= 737	feb/1978-79	Qc=38 Qci=51	Qc=536 Qci=552
	Media	1.366	Media=123	1972-2006		
	Mín.	584	Min.= 34	abr/1994-95		

Tabla 5.3. Resumen, en Hm³, de las series de caudales recogidas en las cuatro estaciones de aforo situadas en la zona de estudio.

Río	Aportación anual		Aportaciones mensuales m ³ /s		Caudales máximos anuales m ³ /s	
		m ³ /s	Valores	Fecha	Mínimos	Máximos
Manzanares 3177	Máx.	26,8	79,1	dic/89-90	Qc=266 Qci=486	Qc=1.713 Qci=3090
	Media	14,7	14,7	1965-2006		
	Mín.	7,9	6,9	ago/04-05		
Jarama 3175	Máx.	92,9	440,6	ene/1969-70	Qc=335 Qci=682	Qc=1.5578 Qci=2.1458
	Media	37,3	36,3	1969-2006		
	Mín.	12,4	4,2	ago/1985-86		
Tajo (Aranjuez) 3011	Máx.	73,5	180,9	mar/1963-64	Qc=173 Qci=219	Qc=2.743 Qci=2.442
	Media	33,4	30,5	1911-1984		
	Mín.	8,4	3,5	may/1982-83		
Tajo (Toledo) 3014	Máx.	106,8	284,3	feb/1978-79	Qc=439 Qci=590	Qc=6.203 Qci=6.389
	Media	43,3	47,5	1972-2006		
	Mín.	18,5	13,1	abr/1994-95		

Tabla 5.4. Resumen, en m³/s, de las series de caudales recogidas en las cuatro estaciones de aforo situadas en la zona de estudio.

de los últimos 150 años en Madrid y con los cambios en la morfología de los cauces y meandros abandonados de los ríos Jarama y Tajo en los últimos 500.

En este caso se han recopilado los datos de caudales en 4 estaciones de aforo, pertenecientes a la red oficial de estaciones de aforos (ROEA), gestionada por la Comisaría de Aguas de la Confederación Hidrográfica del Tajo (www.chtajo.es) (fig. 5.6). Los datos de aforo disponibles son las aportaciones mensuales, anuales y caudales máximos anuales (Q_c y Q_{ci}).

Para el río Manzanares se ha tenido en cuenta la estación de aforos 3177, situada en Rivas Vaciamadrid, poco antes de la confluencia con el río Jarama, cuyo registro comienza en el año hidrológico de 1964-65. La estación de aforos del río Jarama más cercana a la confluencia con el río Tajo, es la 3175, Puente Largo, en Aranjuez, cuyo registro comienza en el año hidrológico 1968-69. En el río Tajo se han recopilado los datos de la estación nº 3011 situada en Aranjuez, antes de la confluencia con el río Jarama y la 3014 ya en Toledo. En la primera (Aranjuez) el registro comienza en el año 1911, pero solamente es sistemático desde 1954. En la segunda, (Toledo) la serie de datos se inicia en el año hidrológico 1972-73.

En las tablas 5.3 y 5.4 se han agrupado los valores más representativos de las cuatro estaciones de aforos, expresados en hm^3 y m^3/s respectivamente. De los tres ríos estudiados, el río Manzanares es el menos caudaloso, con una aportación

media anual de 465 hm^3 . El río Jarama es algo más caudaloso que el Tajo antes de su confluencia en Aranjuez, con 1.175 y $1.052 \text{ hm}^3/\text{año}$, respectivamente.

Si tenemos en cuenta la diferencia entre los caudales máximos y mínimos, (valor medio anual en m^3/s), los ríos Jarama y Tajo, aguas arriba de Aranjuez, muestran una variación interanual similar, entre 7,5 y 8,8 respectivamente (tabla 5.5). Sin embargo, cuando se compara la diferencia entre los máximos y mínimos, tanto en los caudales medios mensuales, como en los máximos (Q_c y Q_{ci}), el río Jarama es el que muestra claramente la mayor variación anual e interanual. Hay que destacar que el caudal mensual del mes más caudaloso supera en más de 100 veces el del más seco (ene/1969-70 y ago/1985-86 respectivamente). Los caudales medios diarios máximos (Q_c) varían entre 1.346 hm^3 (12/ene/1969-70) y $28,6 \text{ hm}^3$ (28/abr/1998-99), es decir, más de 46 veces. En cuanto a los instantáneos máximos o de avenida (Q_{ci}) en el Jarama, oscilan entre 59 y 1.854 hm^3 , más de 30 veces, mientras que en el Tajo, tanto en Aranjuez como en Toledo esta proporción es de sólo 10-11 veces (tabla 5.5).

El río Manzanares aguas arriba de la ciudad de Madrid, (Parque Sindical) tiene un valor medio de aportación anual de 112 hm^3 , mientras que aguas abajo este valor se multiplica por 4 ($465 \text{ hm}^3/\text{año}$). Este incremento es de origen artificial dado que está relacionado con el aporte de los colectores de la ciudad (Himi, 2002), lo que representa en cualquier caso un

		Caudales medios		Caudales máximos	
		Media anual	Media mensual	Qc	Qci
Manzanares	Max./Min.	3,4	11,4	6,4	6,3
Jarama		7,5	103,8	46,4	31,4
Tajo (Aranjuez)		8,8	52,1	15,8	11,1
Tajo (Toledo)		5,8	21,6	14,1	10,8

Tabla 5.5. Variaciones interanuales de caudal de los ríos Manzanares, Jarama y Tajo en la zona de estudio. Los valores se obtienen mediante la división del valor máximo por el mínimo en cada caso: caudal medio anual, caudal medio mensual, caudal medio diario más alto (Qc) y caudal de avenida o instantáneo (Qci).

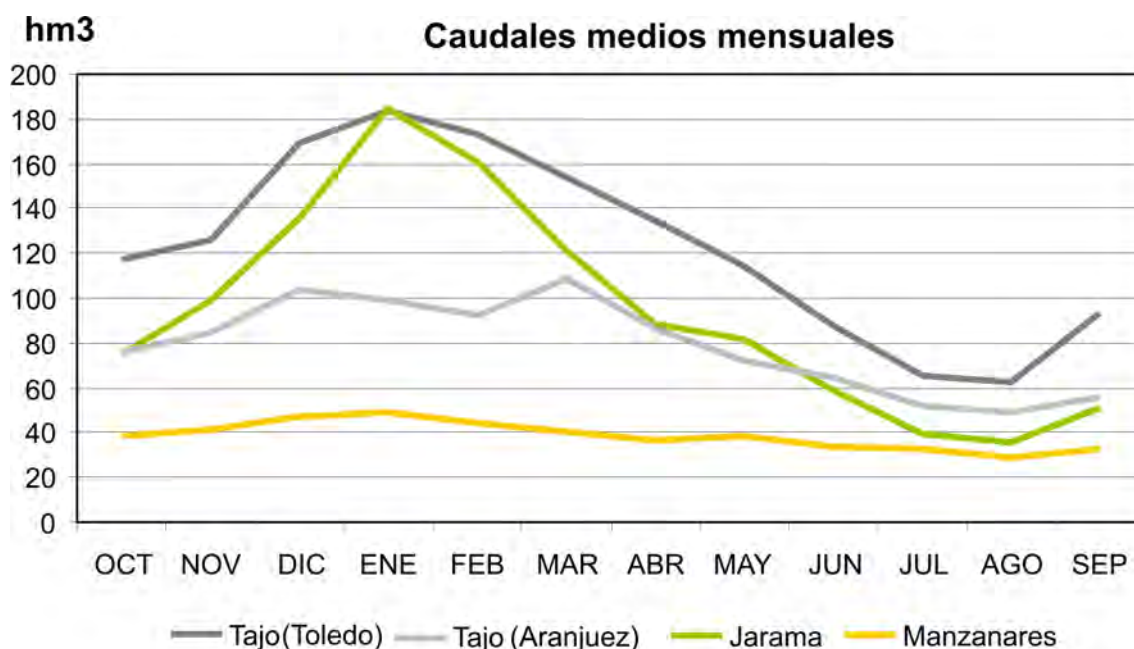


Figura 5.7. Variación estacional de las precipitaciones medias mensuales de los ríos Manzanares, Jarama y Tajo (antes y después de su confluencia con el río Jarama).

caudal extremadamente regulado. De hecho, es el río con menor variación de caudal, tanto en las aportaciones anuales como mensuales, tal y como se ve en la tabla 5.5 y figura 5.7.

En cuanto a la distribución estacional, tanto el Jarama como el Manzanares tienen un máximo entorno al mes de enero, claramente influido por un régimen pluvial (fig. 5.7). Se asemejan por tanto

a ríos con un régimen pluvial atlántico posteriores al máximo pluviométrico de noviembre-diciembre, con periodos de estiaje en verano (Masach, 1948). Sin embargo el Tajo en Aranjuez, tiene su máximo en marzo, seguido muy de cerca de los meses de invierno (diciembre, enero y febrero). Hay que tener en cuenta que la cuenca del Tajo tiene una mayor cantidad de área en altitudes comprendidas entre

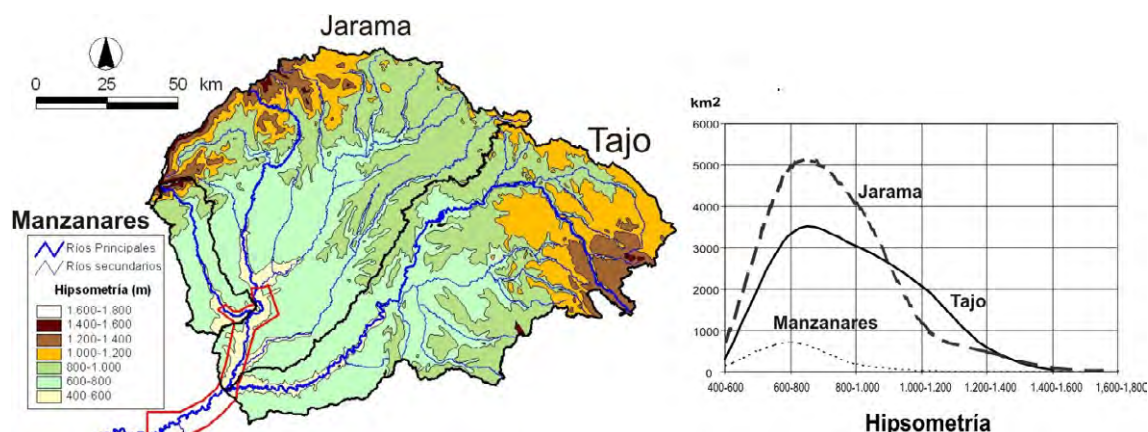


Figura 5.8. Izquierda: mapa hipsométrico de las cuencas de los ríos Manzanares, Jarama y Tajo aguas arriba de Aranjuez. Derecha: histograma de alturas de cada cuenca.

los 900 y 1.200 m (fig. 5.8). En los tres ríos considerados el mínimo se encuentra siempre en agosto.

Si tenemos en cuenta la variación de caudales en el tiempo, podemos ver una ligera tendencia a la disminución del caudal en los ríos Jarama y Tajo (fig. 5.9). Especialmente llama la atención la homogeneización de los valores medios entre los 500 y 1500 hm³ a partir de los años 80. Como se verá más adelante el inicio del registro instrumental sistemático comienza después de la regulación intensa de caudales mediante la construcción de presas. Al menos los caudales máximos instantáneos (Qci) están mitigados por la regulación que ejercen las presas aguas arriba.

El registro histórico de eventos de inundación para los últimos 600 años en el río Tajo en Aranjuez, está asociado a la construcción de diferentes Palacios Reales y jardines asociados. Su emplazamiento cerca del río Tajo ha permitido el registro de todas las crecidas que han producido

inundación del río Tajo desde 1545. La estimación de caudales asociados a los niveles de crecida identificados se ha realizado mediante el programa HEC-RAS (Hydraulic Engineering Center, 1995) desarrollado por US Army Corps of Engineers. De forma general se pueden distinguir cuatro periodos de mayor intensidad y frecuencia de inundaciones: 1563-1611, 1739-1750, 1860-1892 y 1916-1928 (fig. 5.10). El periodo más importante en cuanto a número y magnitud corresponde al de los años 1860-1892, con un total de 15 eventos de inundación, seis de los cuales son mayores de 500 m³s⁻¹. La mayor inundación ocurrió en el año 1878, con 1.000 m³s⁻¹ (ver Benito et al. 1996 y Uribe Larrea et al. 2003).

La serie de precipitación más completa en el centro de España corresponde a la estación de Retiro, en la ciudad de Madrid. Su registro comienza en el año 1859, considerablemente mayor que otros cercanos a la zona de estudio como Barajas (1951/52 a la actualidad), o

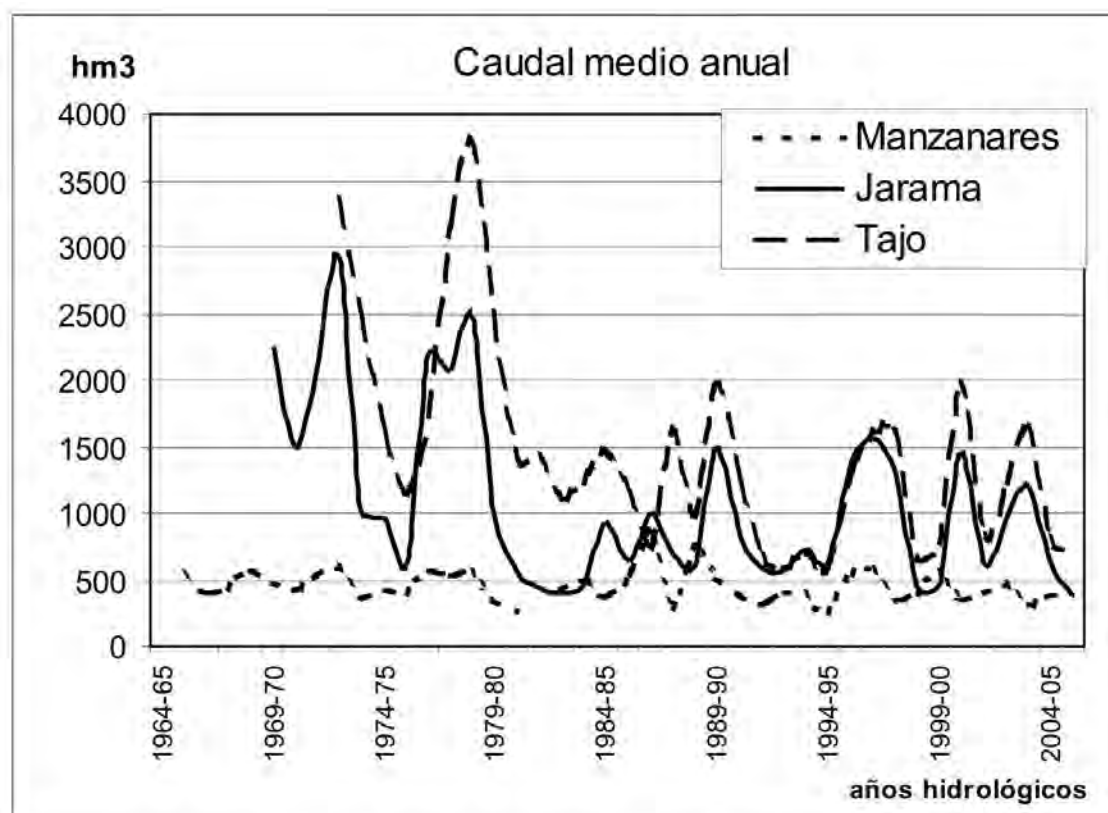


Figura 5.9. Variación del caudal medio anual de los ríos Manzanares, Jarama y Tajo.

Base Aérea de Getafe y Las Cabezas en Aranjuez (1973/74 a la actualidad).

La precipitación media anual de la serie considerada (1859-1994) es de 427 mm, con un valor máximo de 746 mm en el año 1963, y uno mínimo de 240 mm en el año 1954. La distribución es muy irregular con fluctuaciones de más de 380 mm en años consecutivos (fig.5.11). Esta serie permite separar de forma general los periodos secos y húmedos, para lo que se ha utilizado la curva de desviación acumulada, calculada y analizada por Hernández García y Llamas (1995). Los tramos descendentes de la curva de desviación corresponden a periodos secos mientras que los ascendentes

son considerados como húmedos. La pendiente de esta misma curva indica la intensidad del periodo.

Hay dos periodos secos en 1860-1879 y en 1898-1935, y otros dos húmedos en 1880-1888 y 1955-1964. Durante el primer periodo seco (1860-1879) sólo 3 años estuvieron por encima de la media, (427 mm) y hubo años muy secos con precipitaciones inferiores a los 300 mm.

En este mismo periodo seco se producen 8 grandes inundaciones, de los cuales 4 superaron los $500 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ y el más intenso de todo el registro, $1.000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ en 1878, al final de este periodo seco (fig. 5.11). A lo largo del segundo periodo seco (1898-1935) hubo 11 inundaciones,

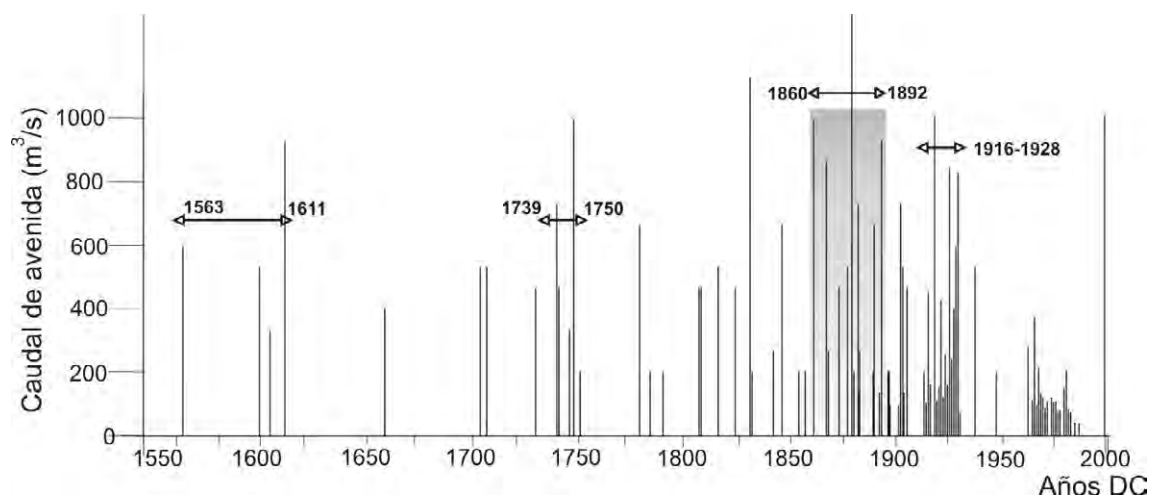


Figura 5.10. Registro histórico de grandes eventos de inundación del río Tajo en Aranjuez. Caudales mínimos en m^3/s . Caudal estimado de inundación para el registro histórico desde 1550 hasta 1940 y valores de caudal en estación de aforos entre 1911 y 1994. (Fuente: Uribe Larrea et al. 2003).

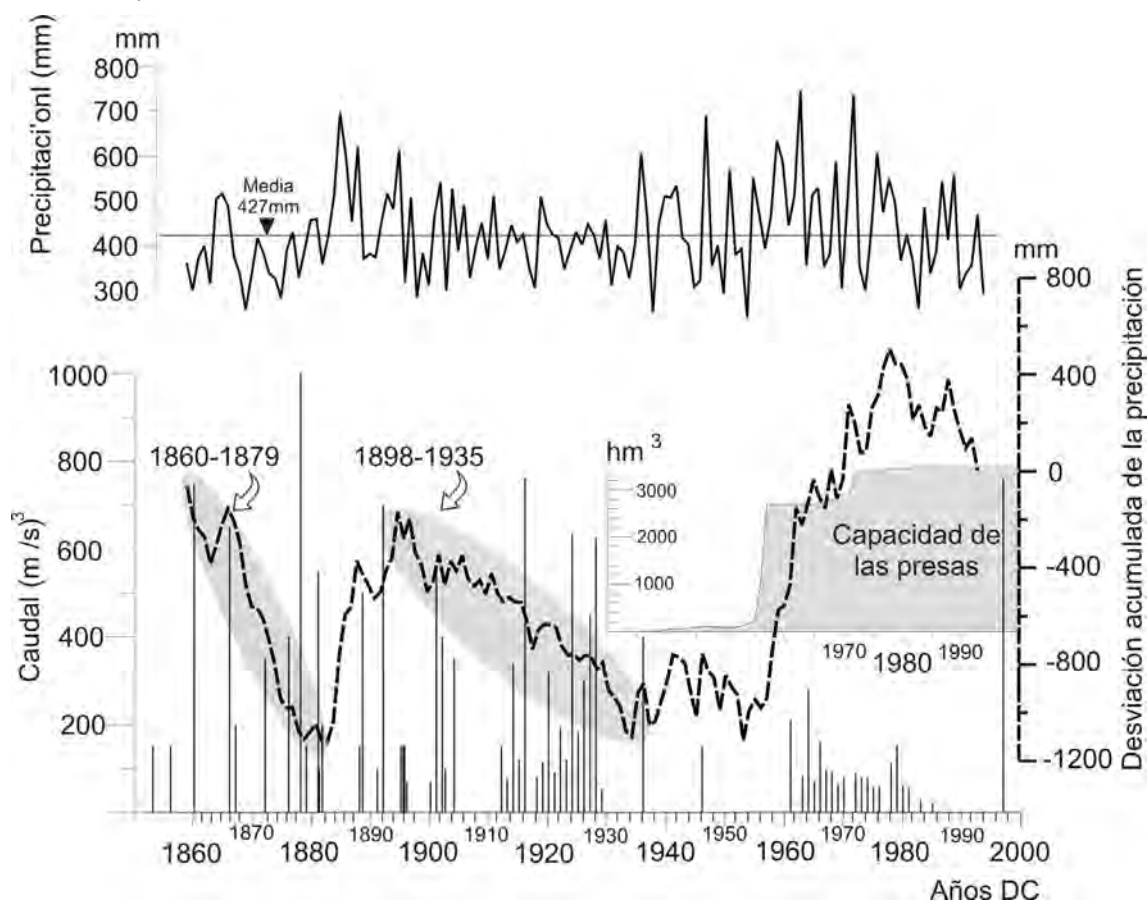


Figura 5.11. Precipitación anual total en Madrid, estación Retiro (1859-1994) (parte superior). Desviación acumulada de la precipitación (línea discontinua) (modificada de Hernández García y Llamas Madurga, 1995). Cada barra vertical representa el caudal mínimo de un evento de inundación en Aranjuez desde el año 1859 hasta 1994. Caudal estimado de inundación para el registro histórico desde 1550 hasta 1940 y valores de caudal en estación de aforos entre 1911 y 1994. Las elipses de color gris indican los periodos secos de 1860 a 1879 y 1898 a 1935. En el gráfico insertado se muestra la capacidad total acumulada de las presas de los ríos Jarama y Tajo hasta Aranjuez (según, la Comisión Internacional de Grandes Presas, Comité Nacional Español, 1970). (Fuente: Uribe Larrea et al. 2003).

3 de las cuales se sitúan de nuevo por encima de los $500 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ y el mayor de ese grupo en 1916 ($762 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$). Es decir, parece que hay una relación directa entre la intensidad de los periodos secos y el registro de grandes inundaciones. Entre 1935 y 1955, con la alternancia de pequeños periodos húmedos y secos, sólo hubo una inundación, en el año 1947 ($200 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$). A partir del año 1956, la regulación de caudales es lo suficientemente intensa como para reducir drásticamente la magnitud y frecuencia de las inundaciones, si bien esta disminución coincide con la ausencia de periodos secos prolongados (Uribelarrea et al. 2003 y 2004).

5.4.- Tipo de canal y carga de fondo:

Si proyectamos en un diagrama logarítmico de pendiente-caudal medio (Schumm, 1977), los tres ríos se sitúan en la zona de cauces meandriformes (fig. 5.12). Sin embargo el trazado de cada uno tiene características concretas, influidas sobre todo por el tipo de carga que transportan, que se tratará en profundidad en capítulos sucesivos.

De forma general se puede decir que el río Manzanares, con una carga de fondo arenosa, es un río de un único canal, que tiene en la actualidad un índice de sinuosidad medio (I.S. = Longitud canal/ longitud de onda) de 1.4 y un desarrollo de barras de punta (*point-bars*) es muy débil. Si bien hay que tener en cuenta que es un río fuertemente antropizado, con la mayor

parte de sus márgenes estabilizadas con escolleras.

El río Jarama tiene una carga de fondo de gravas, con un índice de sinuosidad medio en la actualidad tan bajo (1,1) que podría considerarse como recto. Este valor tan bajo se debe a la actividad minera en la llanura aluvial. En algunos tramos aún se conserva la sinuosidad original, que no suele ser mayor de 1,3.

Por último el río Tajo, con una carga mixta de arenas y gravas, mantiene claramente un I.S. medio de 1,4, durante al menos en los últimos 130 años. Es el menos alterado de los tres.

5.5.- Presas. Regulación de caudales.

Tres factores fundamentales, la magnitud, frecuencia y duración de las crecidas determinan la capacidad de una corriente fluvial para erosionar el fondo y las márgenes o bien sedimentar en el cauce (Harvey, 1969; Petts, 1979). La regulación de caudales mediante la construcción de presas, altera especialmente estos tres factores en los sistemas fluviales (ver Petts, 1979; Benke, 1990; Ligon et al., 1995; Graf, 1999; Lecce, S.A., 2000; Magilligan y Nislow, 2001; Nislow et al., 2002; Batalla et al. 2003; Graf, 2006). Otro efecto muy común en el régimen hidrológico, además de la reducción del pico de avenida y el aumento de el caudal mínimo, es la disminución de la variabilidad hidrológica (Wellmeyer et al. 2005). Estos cambios afectan no sólo a al régimen de

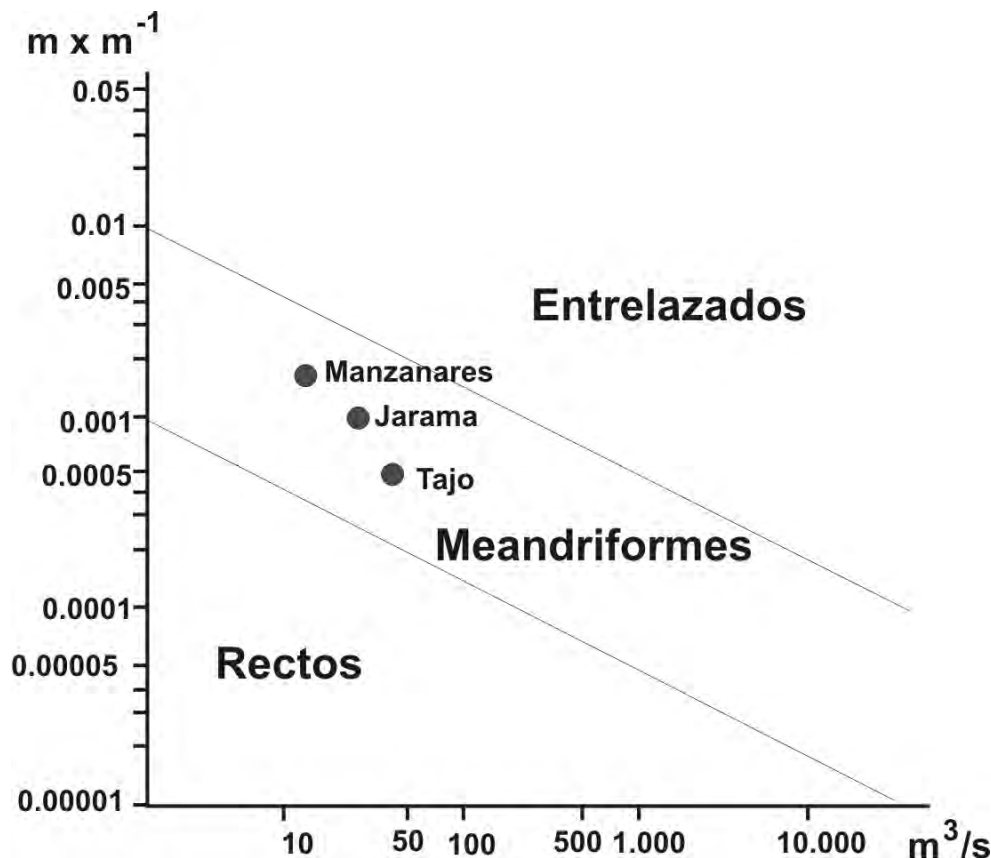


Figura 5.12. Proyección de los ríos Manzanares, Jarama y Tajo en el diagrama de Leopold y Wolman (1957), que relaciona la pendiente del canal con el caudal.

inundaciones, sino también a los caudales sólidos (Williams and Wolman, 1984; Mangelsdorf et al., 1990; Brant, 2000; Graf, 2001; entre otros).

Desde un punto de vista geomorfológico estos cambios afectan de forma importante al trazado de los ríos aguas abajo de las presas (Williams y Wolman, 1984; Chien, 1985; Brant, 2000), a las geometrías y sección de los cauces (Petts and Pratt, 1983; Bradley and Smith (1984); Hadley and Emmett, 1998 entre otros), así como cambios en la sedimentología (Leopold y Wolman, 1956; Park, 1977; Graf, 1980; Petts, 1984 y Batalla, 2003).

En ríos sinuosos y meandriiformes,

la regulación de caudales puede reducir la tasa de migración de los arcos de meandro (Wellmeyer et al. 2005; Shields et al. 2000 y Bradley y Smith, 1984), así como la capacidad erosiva general del cauce (Gregory y Park, 1974), resultando en la estabilización general del trazado (Lewin, 1977), que es de hecho uno de los principales objetivos de los trabajos de ingeniería.

En la zona de estudio este tipo de procesos han sido descritos por Garzón et al. (1992) y Alonso y Garzón (1996 y 1997) en el río Jarama, por Uribe Larrea, (1998), Uribe Larrea et al. (1999, 2003 y 2005), en los ríos Manzanares, Jarama y Tajo, y por Pinilla et al. (1995a) en los ríos Jarama y Tajo.

La tabla 5.6 recoge todos los embalses que afectan al río Tajo y sus afluentes aguas arriba de Toledo. La mayor parte de éstos regulan las aguas del río Tajo (8) y del Lozoya (6), un afluente del río Jarama (fig.13). La presa de Valdajos (Tajo) es la más antigua, construida en el año 1530 y la presa de Beleña (Henares) es la más reciente, acabada en el año 1982.

Los embalses de mayor capacidad son Entrepeñas y Buendía (Tajo), construidos en los años 1956 y 1957 respectivamente, seguidos de El Atazar (Lozoya, Jarama) terminado en el año 1972.

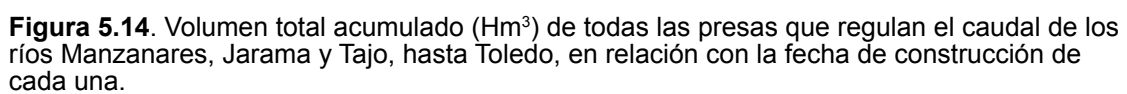
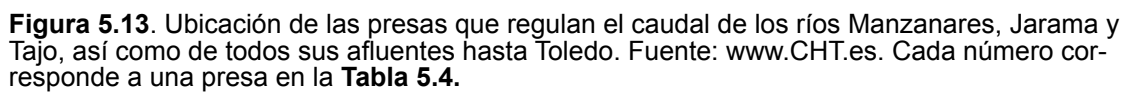
De la capacidad total de retención de los embalses que afectan a la cuenca del río Tajo aguas arriba de Toledo, un 72,8% corresponde al río Tajo, un 23,2% al río Jarama y un 3,9% del Manzanares. Además de estas diferencias en la proporción, también hay que tener en cuenta que la distribución en el tiempo de estos embalses no es homogénea (fig. 5.14). Así, en el año 1957 se alcanza en el río Tajo el 99% de su volumen de retención, mientras que en el Jarama hay que esperar hasta el cierre del Atazar en el año 1972 para alcanzar una proporción similar (91%). Es decir, el efecto de la regulación de caudales es proporcionalmente mucho mayor en el Tajo que en Jarama y además comienza 25 años antes.

5.6.- Consideraciones generales.

- El Manzanares es un río de carga fundamentalmente arenosa de un solo canal. Es el menor de los tres ríos estudiados, tanto en caudales como en área de drenaje, que sin embargo compensa con la mayor pendiente de su perfil, el doble que la del Jarama y triple que la del Tajo. Apenas tiene presas en cabecera, sólo dos, sin embargo su caudal medio apenas experimenta variaciones debido a que está extraordinariamente influido por el desagüe de los colectores de la ciudad de Madrid y las grandes urbes del sur de ésta. Esta situación, con menos severidad, viene sucediendo desde principios del siglo pasado cuando se canaliza a su paso por Madrid, lo que determina una difícil identificación de los rasgos característicos de su dinámica natural. De hecho, es difícil determinar, con los registros gráficos y bibliográficos disponibles, si el trazado sinuoso actual se corresponde con el natural.
- Antes de la confluencia en Aranjuez, las cuencas de drenaje y caudales medios de los ríos Jarama y Tajo son similares. Sin embargo hay grandes diferencias hidrogeográficas entre los dos, que determinarán su dinámica fluvial. En primer lugar, el río Jarama es más corto y nace en cotas más altas, lo que repercute directamente en la pendiente de su perfil longitudinal. Con este mayor gradiente el río Jarama es capaz de transportar

Fecha	NOMBRE	Río	Tipo	Altura (m)	Volumen (hm ³)	Usos	Nº en mapa fig.5.13
1530	Valdajos	Tajo	Sillares	?	0,5	Regadíos	
1700	Embocador	Tajo	Sillares	4	0,2	Regadíos	
1858	Pontón de la Oliva	Lozoya (J)	Sillares	27	3	Abastecimiento	
1882	El Villar	Lozoya	Gravedad	50	22	Abastecimiento	1
1910	Bolarque	Tajo	Gravedad	46	31	Riegos/hidroeléctrico	2
1940	Puentes Viejas	Lozoya	Gravedad	66	49	Abastecimiento	3
1947	Almoguera	Tajo	Gravedad	26	7	Hidroeléctrico	5
1947	Molino de Chíncha	Guadiela	Arco-Bóveda	37	6	Hidroeléctrico	6
1947	Zorita	Tajo	Gravedad	19	3	Hidroeléctrico	4
1950	Estremera	Tajo	Contrafuertes	13	1	Abastecim./Riegos/Hidroel.	7
1954	El Vado	Jarama	Gravedad	69	56	Abastecimiento	8
1954	Pálmaces	Cañamares	Gravedad	40	31	Riegos	9
1956	Entrepeñas	Tajo	Gravedad	87	803	Riegos/Hidroeléctrico	10
1956	Riosequillo	Lozoya	Gravedad	56	49	Abastecimiento	11
1957	Buendía	Guadiela	Gravedad	79	1639	Riegos/Hidroeléctrico	12
1964	La Tosca	Cuervo	Arco-Bóveda	32	3	Hidroeléctrico	13
1967	El Vellón	Guadalix	Bóveda-Cúpula	53	41	Abastecimiento	14
1967	Pinilla	Lozoya	Gravedad	33	38	Abastecimiento	15
1968	Navacerrada	Samburiel	Gravedad	47	11	Abastecimiento	16
1969	Santillana	Manzanares	Escollera	40	91	Abastecimiento/Energía	17
1970	El Pardo	Manzanares	Tierra	35	45	Regulación	18
1972	El Atazar	Lozoya	Bóveda de Doble curvatura	134	426	Abastecimiento	19
1976	La Bujeda	Sin río	Tierra	41	7	Trasvase Tajo - Segura/Riegos	20
1976	Pozo de los Ramos	Sorbe	Gravedad	29	1	Abastecimiento	21
1978	Alcorlo	Bornoba	Escollera con núcleo de arcilla	74	180	Riegos	22
1982	Beleña	Sorbe	Materiales sueltos	57	51	Abastecimiento/Riegos	23
1993	La Tajera	Tajuña	Bóveda	62	70	Riegos/Abastecimiento	24
1997	El Atance	Salado	Gravedad	45	35	Regadíos	25

Tabla 5.6. Listado de presas que regulan el caudal de los ríos Manzanares, Jarama y Tajo, así como de todos sus afluentes hasta Toledo. En la columna de la derecha se indica el número de presa correspondiente al mapa de la **Figura 5.13**. Fuente: Cea Azadeño y Sánchez Cabezas, (2007)



sedimentos más gruesos que el Tajo. También este gradiente parece influir, en un régimen de caudales más variable. En definitiva, estas características hacen pensar que el río Jarama tiene una dinámica más activa que el Tajo en condiciones naturales.

- Por otro lado, desde hace más de 50 años, el caudal del río Tajo se encuentra mucho más regulado mediante presas que el Jarama, lo que finalmente reduce aún más su capacidad de cambio. Aguas abajo de la confluencia con el Jarama, el gradiente del río Tajo sigue siendo muy bajo, definiendo el nivel de base de sus afluentes y conservando una reducida dinámica fluvial.
- En los últimos 50 años, la intervención del hombre en el sistema fluvial ha alterado de forma intensa la dinámica natural. De forma general la regulación de caudales ha reducido drásticamente la frecuencia y magnitud de los eventos de inundación. Localmente también se han alterado los cauces y llanuras aluviales, en la mayoría de las ocasiones a través de la extracción de áridos.

6



Metodología y Fuentes

6.1.- Introducción

El método a emplear en la investigación científica aparece fuertemente condicionado por los objetivos planteados ([Harvey, 1969](#)). En nuestro caso, el método más indicado para la realización de un estudio de la evolución y dinámica de las llanuras aluviales es el inductivo. Con esta metodología se pretende ascender lógicamente a través del conocimiento científico, desde la observación de los fenómenos o hechos de la realidad, a la Ley Universal que los contiene. La organización del presente estudio aparece reflejada en el esquema de la [figura 6.1](#).

6.2.- Recopilación de datos

6.2.1.- Datos de tipo geográfico

Los datos geográficos recopilados para esta Tesis son de tres tipos: mapas históricos, mapas topográficos y fotografías aéreas.

6.2.1.1.- Mapas históricos

Se han considerado como mapas históricos todos aquellos dibujos en planta, croquis, planos y mapas, que carecen de coordenadas tanto reales como relativas. Se han revisado numerosos mapas

Dinámica y evolución de las llanuras aluviales



Figura 6.1. Esquema de la metodología de trabajo.

históricos, con fechas que van desde el año 1580 hasta 1910. De todos ellos sólo se han considerado los que contienen información para identificar cambios en los cauces y llanuras aluviales. El sector mejor representado, corresponde a la confluencia de los ríos Jarama y Tajo. Casi siempre son cartografías de los Reales Jardines del Palacio Real de Aranjuez o de las zonas que concentraban las vías de comunicación y obras hidráulicas a lo largo de los valles de los ríos Jarama y Tajo. En total se han utilizado 9 mapas históricos (tabla 6.1). La mayoría únicamente servirán para acotar la fecha de estrangulamiento de los meandros abandonados localizados en las llanuras aluviales.

6.2.1.2.- Mapas topográficos

A diferencia de los mapas históricos, los mapas topográficos contienen coordenadas y están basados en un sistema de proyección matemático. Son

por tanto mucho más precisos. El más antiguo es del año 1877. Se conoce como Mapa Topográfico de España a escala 1:50.000 y tiene una numeración similar a los mapas actuales con esta escala. Está referido al meridiano cero de Madrid, con coordenadas geográficas, pero se desconoce el *datum* y elipsoide de proyección. Las dos ediciones siguientes del mismo mapa, en los años 1929 y 1937, no se han considerado porque se repite el mismo trazado del río que en la primera edición. Tampoco se han tenido en cuenta las ediciones que coincidan en el tiempo con fotografías aéreas de 1945 en adelante, mucho más precisas que los mapas a la hora de interpretar el cauce del río.

Como base topográfica para todas las cartografías, se ha utilizado el mapa de la Comunidad de Madrid del año 1988 a escala 1:5.000, que abarca prácticamente toda la zona de estudio. En el extremo sur,

Año	Datos	Extensión
1580	Título: Huertas de Picotajo (confluencia de los ríos Jarama y Tajo)	Confluencia Jarama-Tajo en Aranjuez
	Autor: Juan de Herrera (atribuido)	
	Escala: aprox. 1:10.700	
	Fuente: RIADA. Estudios sobre Aranjuez 3. Cartografía Histórica de Aranjuez. Ed. Doce Calles. 1991	
1760	Título: Croquis del Real Sitio de Aranjuez	Alrededores del municipio de Aranjuez
	Autor: ?	
	Escala: aprox. 1:20.000	
	Fuente: Archivo del Palacio Real de Madrid. N° 114	
1775	Título: Topografía del Real Sitio de Aranjuez.	Término municipal de Aranjuez
	Autor: Domingo de Aguirre	
	Escala: aprox. 1:16.900	
	Fuente: RIADA. Estudios sobre Aranjuez 3. Cartografía Histórica de Aranjuez. Ed. Doce Calles. 1991	
1816	Título: Plano de la Real Acequia del Jarama	Río Jarama desde Arganda hasta Aranjuez y río Tajo desde Aranjuez hasta Villaseca de la Sagra
	Autor: Pedro Delgado	
	Escala: aprox. 1:200.000	
	Fuente: Archivo del Palacio Real de Madrid. N° 4125	
1823	Título: "Mapa del Ejército Francés"	Zona de estudio
	Autor: Ejército Francés	
	Escala: aprox. 1:100.000	
	Fuente: Depósito de la Guerra. Servicio Geográfico del Ejército. N°175.	
1855	Título: Plano de división de cuarteles	
	Autor: A. Campuzano	
	Escala: 1:40.000	
	Fuente: Archivo del Palacio Real de Madrid. N° 2477	
1865	Título: Plano del Real Sitio de Aranjuez	Términos municipales de: Titulcia, Ciempozuelos, Seseña, Aranjuez, Borox y Añover de Tajo
	Autor: P. Peña (Junta General de Estadística)	
	Escala: aprox. 1:46.500	
	Fuente: RIADA. Estudios sobre Aranjuez 3. Cartografía Histórica de Aranjuez. Ed. Doce Calles. 1991	
1866	Título: Bosquejo de la Provincia de Toledo	Términos municipales de: Titulcia, Ciempozuelos, Seseña, Aranjuez, Borox y Añover de Tajo
	Autor: Francisco Coello	
	Escala: 1:200.000	
	Fuente: Archivo del Palacio Real de Madrid. N° 177	
1871	Título: Posesiones de S. M. el Rey de Aranjuez	Alrededores del municipio de Aranjuez
	Autor: L. Martín, J. Asensio, R. León del Rivero	
	Escala: aprox. 1:22.700	
	Fuente: RIADA. Estudios sobre Aranjuez 3. Cartografía Histórica de Aranjuez. Ed. Doce Calles. 1991	

Tabla 6.1. Mapas históricos utilizados en la zona de estudio.

junto a Toledo, se ha utilizado el mapa topográfico de la Provincia de Toledo a escala 1:25.000 ([tabla 6.2](#)). En total son 149 mapas a escala 1:5.000 y dos a escala 25.000, todos ellos en formato digital ([fig. 6.2](#)).

6.2.1.3. Mapas geológicos y geomorfológicos

Se han recopilado los mapas geológicos existentes en la zona. Concretamente los mapas de la serie MAGNA a escala 1:50.000, de Madrid (559), Alcalá de Henares (560), Getafe (582) y Arganda (583). También los dos mapas síntesis de las cartografías existentes a escalas 1:200.000 de Madrid, Primera edición (45) y Toledo, Segunda edición (53). A partir de éstos se construirá un mapa litológico general.

En cuanto a los mapas geomorfológicos publicados, se ha utilizado en primer lugar un mapa inédito realizado por [Pinilla y Pérez-González \(1994\)](#), a escala 1:50.000 que abarca las hojas topográficas con esa escala de Toledo (629) y Yepes (630). También se ha utilizado parte de la cartografía del Cuaternario y la Geomorfología a escala 1:50.000 de la hoja de Toledo (629), 2ª serie MAGNA realizado por [Pérez-González, A. y Uribe Larrea, D. \(en prensa\)](#). Por último se han tenido en cuenta las cartografías geomorfológicas de los valles de los ríos Manzanares y Jarama entre Arganda y Aranjuez elaboradas por [Silva et al. \(1988](#)

[a y b\)](#). Con estas cartografías y los mapas geológicos se completará un mapa de terrazas pleistocenas de los valles de los ríos Manzanares, Jarama y Tajo.

6.2.1.4. Fotografías aéreas

Se han recopilado un total de 7 series de fotografías aéreas, que abarcan, con visión estereoscópica toda la zona de estudio en los años 1945, 1956, 1972, 1983, 1999 y 2004 ([tabla 6.3](#)). Las dos últimas son ediciones en color y el resto en blanco y negro.

Se ha desestimado el uso de imágenes de satélite, aunque en la zona ya han sido utilizadas para determinar cambios de usos en los últimos 14 años ([ver Pérez González y García Rodríguez, 2003](#)), porque respecto a las fotografías aéreas tienen una menor resolución espacial y sobre todo temporal. Resultan insuficientes por tanto para los objetivos de esta Tesis.

6.2.2 Datos geofísicos y geotécnicos

Se han reunido varios informes con los datos de prospección geofísica y geotécnica, llevados a cabo en las llanuras aluviales de los ríos Manzanares, Jarama y Tajo ([tabla 6.4](#)). La mayor parte corresponde a sondeos eléctricos verticales (SEV) repartidos a lo largo del valle del río Jarama desde Velilla de San Antonio hasta Aranjuez. Se trata de un informe inédito, cedido por su autor, D.

Año	Datos	Extensión
1877	Título: Mapa topográfico de España.	Hojas 559, 560, 582 583, 605 629 y 630
	Autor: Dirección general del Instituto Geográfico y Estadístico.	
	Escala: 1: 50.000	
	Fuente: Instituto nacional de estadística	
1988	Título: mapa topográfico digital de la Comunidad de Madrid	Ver figura 1
	Autor: Comunidad de Madrid	
	Escala: 1:5.000	
	Fuente: Servicio Cartográfico de la Comunidad de Madrid	
1990	Título: mapa topográfico digital de Toledo	Ver figura 1
	Autor: Diputación de Toledo	
	Escala: 1:25.000	
	Fuente: Servicio Cartográfico de Castilla la Mancha	

Tabla 6.2. Mapas topográficos utilizados en la zona de estudio.

Año	Escala	Formato	Fuente
1945	1:43.800 a 1:48.300	Papel (blanco y negro)	Servicio Cartográfico del Ejército
1956	1:30.000		
1972	1:15.000		
1983	1:18.000	Papel (color)	Servicio Cartográfico de la Comunidad de Madrid
1999	1:18.000		
2004	1:18.000	Digital (color)	

Tabla 6.3. Fotografías aéreas utilizadas en la zona de estudio.

José Pedro Calvo, destinado a calcular las reservas de áridos naturales en el sureste de Madrid.

El resto corresponde a sondeos geotécnicos asociados a las grandes obras de infraestructura que atraviesan las llanuras, desde el año 1933 hasta la actualidad y a dos campañas de prospección llevadas a cabo por empresas de extracción de áridos.

6.3.- Tratamiento de los datos

Como acabamos de ver, para el desarrollo de esta Tesis contamos con un

conjunto de datos muy variado, en escala, proyección y formato. Tenemos fotocopias, facsímiles y originales de mapas históricos, topográficos y fotografías aéreas, algunos mapas y fotografías aéreas en formato digital. Por otro lado utilizaremos datos geofísicos y geotécnicos en diversas informes y mapas. Ninguno de los dos grupos de información (datos gráficos y geofísicos) es homogéneo, espacial y temporalmente. Para unificar los formatos y escalas, acudimos al uso de un Sistema de Información Geográfico (SIG), que a la vez ofrece la posibilidad de generar cartografías cuantificables para todos los

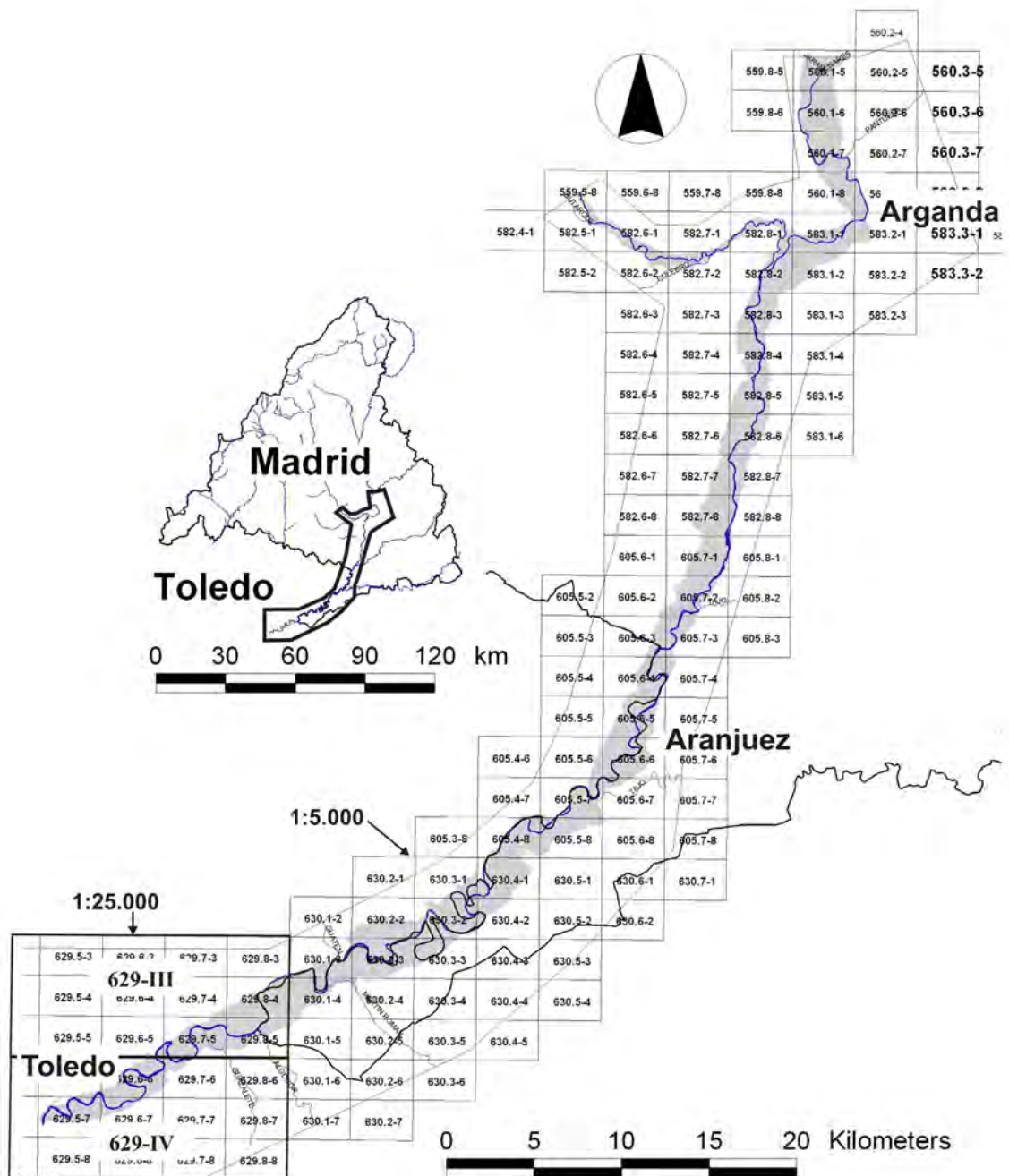


Figura 6.2. Distribución de los mapas topográficos digitales a escala 1:5.000 y 1:25.000 en la zona de estudio.

Fuente	Fecha	Tipo	Extensión	Localidad
Ministerio de Obras Públicas (M.O.P.) Jefatura de Sondeos.	1929	Sondeos mecánicos	600 m ²	San Martín de la Vega
Servicio Geológico de Obras Públicas (S.G.O.P.)	1933	Sondeos mecánicos	150 m ²	San Martín de la Vega
Servicio Geológico de Obras Públicas (S.G.O.P.)	1956	Sondeos mecánicos	300 m ²	Arganda
ReadyMix-Asland	1974	Sondeos mecánicos	4 ha	San Martín de la Vega
Pioneer S.A. (Geoexperts)	1980	Sonados mecánicos	2 ha	Velilla de San Antonio
DOCSA. Estimación de los áridos naturales en el sureste de Madrid.	1985	Sondeos eléctricos verticales	60 km ²	Mejorada del Campo, Velilla de San Antonio, Arganda, San Martín de la Vega, Titulcia, Ciempozuelos, Aranjuez.
ReadyMix-Asland	2000	Tomografías eléctricas	4 km ²	San Martín de la Vega
Ferrovial (AVE Madrid-Barcelona)	2000	Sondeos mecánicos y penetrómetros	4 km	Mejorada del Campo
Ferrovial (AVE Madrid-Barcelona)	2000	Sondeos mecánicos y penetrómetros	8 km	Getafe
MINTRA. Metro Puerta de Arganda	2000	Sondeos mecánicos	250 m	Arganda
Ministerio de Obras Públicas y Medio Ambiente	1993	4 sondeos mecánicos	800 m	Toledo

Tabla 6.4. Datos geofísicos y geotécnicos recopilados en la zona de estudio.

tipos de datos (puntos, líneas y áreas).

Desde un punto de vista técnico la metodología utilizada se divide en dos grandes fases, un proceso inicial de incorporación de los datos al sistema y una segunda parte dedicada a la gestión de los mismos para generar cartografías. Cada una de estas fases se compone a su vez de procesos concretos como la digitalización o el álgebra de mapas, etc. que detallamos a continuación (fig. 6.3). No se abordarán detalles técnicos de cada uno de los programas informáticos SIG utilizados (*Erdas Imagine*, *Idrisi*, *Cartalinx*, *ArcView* y *ArcMap*), que por otro lado se encuentran bien desarrollados en sus respectivas guías de usuario, sino tan sólo una descripción general:

6.3.1. Incorporación de datos al sistema.

La incorporación de datos al sistema es la primera fase en todo trabajo con un SIG. Básicamente existen dos formas de hacerlo, el tratamiento digital de imágenes y la digitalización. En este caso de estudio se han utilizado las dos.

6.3.1.1 Tratamiento digital de imágenes

El primer objetivo del tratamiento digital de imágenes es el de convertir a formato digital un material gráfico representado en papel a través de un proceso se

conoce habitualmente como escaneado o barrido óptico. Una vez convertidos los datos (mapas, fotos, etc,...) en archivos digitales, se procede a la unificación de escalas y proyecciones mediante un proceso conocido como georreferenciación.

La conversión a un formato digital de un mapa o fotografía aérea se realiza a través de un escáner o barreador óptico. Se trata de un periférico de uso muy común, compuesto por un sensor que transforma la luz reflejada en un documento en una señal digital continua o *raster*. Dicha señal se organiza en celdas que se disponen en una malla de espaciado regular o uniforme. Cada celda o píxel es la unidad mínima de información, con un valor numérico equivalente al color original del documento. Cuanto menor sea el tamaño del píxel, mayor resolución o nitidez tendrá la imagen escaneada y mayor será el tamaño del fichero digital que la almacena. Siempre se trata de buscar un equilibrio entre el tamaño del archivo y la escala deseada. Esta cuestión puede parecer poco importante, sin embargo es fundamental cuando se trata de escanear decenas de mapas y cientos de fotografías aéreas.

La resolución se mide habitualmente en puntos o píxeles por pulgada (ppp o dpi en inglés). Los mapas históricos, topográficos y geomorfológicos se han escaneado en

Proceso	Objetivo	Resultado
2.1. Incorporación de datos		
2.1.1. Tratamiento digital de imágenes		
2.1.1.a. Escaneado	Unificar formatos	archivos digitales
2.1.2. Georreferenciación	Dar coordenadas reales, proyección y eliminar deformación	Mapas continuos y ortofotos (bases cartográficas)
2.1.3. Digitalización (puntos, líneas y polígonos)	Extracción de información (sin contenido temático)	Mapas vectoriales
2.1.4. Asignación de valores	Obtención de cartografías (con contenido temático)	<u>Cartografías cuantificables</u>

Figura 6.3. Esquema de la metodología llevada a cabo, con el sistema de información geográfico (SIG), para el tratamiento de datos.

blanco y negro con una resolución de 200 ppp. Las fotografías aéreas y los mapas geológicos se han escaneado con mayor resolución, 300 ppp. Se ha comprobado que a partir de 300 ppp el aumento de resolución no mejora sustancialmente la calidad de la fotografía aunque aumenta considerablemente el tamaño de los archivos digitales. La fotografía aérea del año 1999 se ha escaneado en color y la del año 2004 se ha adquirido directamente en formato digital.

Una vez convertidos en archivos digitales, estos mapas y fotografías tienen un sistema de coordenadas relativas con una distribución cartesiana, que aún dista mucho de ser operativo a la hora de elaborar cartografías o

medidas reales. De hecho presenta la siguientes dificultades de uso: **1)** tienen diferentes escalas, **2)** carecen de coordenadas reales y proyección y **3)** están deformados. Los mapas históricos son los que presentan más problemas de tratamiento y más limitaciones de uso. Estas dificultades se deben tener en cuenta a la hora de llevar a cabo cualquier interpretación geomorfológica, (ver [Hooke y Redmond, 1989](#)). Los problemas más habituales son: **1)** la información geomorfológica es limitada porque no se representan formas como barras o canales secundarios, etc, **2)** se trata de expresiones cartográficas sin coordenadas, sin apenas referencias planimétricas de detalle, **3)** la escala no es uniforme en todo el mapa, ([Hooke y Kain,](#)

1982), 4) se suelen ampliar las zonas de mayor interés, como ciudades, puentes, accidentes geográficos, cruces de caminos, etc., 5) incluso se debe corregir la deformación del soporte de estos mapas, papel, lienzo, etc. (Downward, 1995). Cuanto más antiguo es el mapa, más evidentes son estos problemas y mayor dificultad ofrece su uso (Uribelarrea et al. 2003).

El caso de las fotografías aéreas es algo diferente. Por un lado ofrecen un alto grado de detalle, pero dependiendo de la escala, pueden contener una deformación importante. En toda fotografía realizada a través de una lente, se genera una distorsión de la imagen, el centro de la misma tiene mayor escala que en las esquinas. El resultado es un abombamiento de la imagen. Este efecto depende de varios factores como la distancia focal o la altura del vuelo. La deformación puede variar incluso de un fotograma a otro a lo largo del mismo vuelo, especialmente en los vuelos más antiguos (1945 y 1956).

Finalmente, los mapas topográficos antiguos (1877) corrigen la deformación pero suelen tener sistemas de coordenadas y proyecciones en desuso, como el meridiano cero de Madrid. En ocasiones es más asequible

georreferenciarlos que tratar de transformar su sistema de coordenadas. También hay que tener en cuenta que en la mayoría de los casos se trata de fotocopias de mapas, que también producen una deformación, que no se corrige con la transformación del sistema de coordenadas.

6.3.1.2. Georreferenciación

Para solventar las dificultades descritas, se utiliza una herramienta SIG conocida como georreferenciación. Consiste en trasladar un plano, mapa o fotografía aérea, siempre dibujados o tomados desde un punto cenital, a un sistema de coordenadas reales. Para ello es necesario identificar puntos equivalentes entre el material gráfico sin coordenadas reales, con otro que si las tiene y que se conoce como mapa de referencia. En función del tamaño del mapa escaneado y de su deformación, el SIG necesitará más o menos equivalencias entre puntos para llevar a cabo la transformación. Los puntos comunes más habituales son aquellos que no han variado en el tiempo, como cruces de caminos, lindes y edificios. En esta Tesis se ha considerado como mapa de referencia el mapa topográfico de la provincia de Madrid a escala 1:5.000 y se han aplicado todos los valores de proyección de éste: Proyección UTM (Universal Transverse Mercator), Uso 30-N, Elipsoide Internacional del año 1965 y Datum Europeo del año 1950.

Año	Escala	Resolución escaneado	Tamaño del píxel (m)	RMS (píxeles)	Error (m)
1823	~1:50.000	200 ppp	6.35	<4	<25.40
1877	1:50.000	200 ppp	6.35	<1	<6.35
1945	~1:45.000	300 ppp	3.81	<1	3.81
1956	1:30.000		2.54		2.54
1972	1:15.000		1.27		1.27
1983	1:18.000		1.54		1.54
1991	1:18.000				
1999	1:18.000				
2003	1:18.000		?	?	<1m

Tabla 6.5. Resumen de los valores obtenidos tras el escaneado y georreferenciación de los mapas y fotografías aéreas. Valores de error expresados en píxeles y metros.

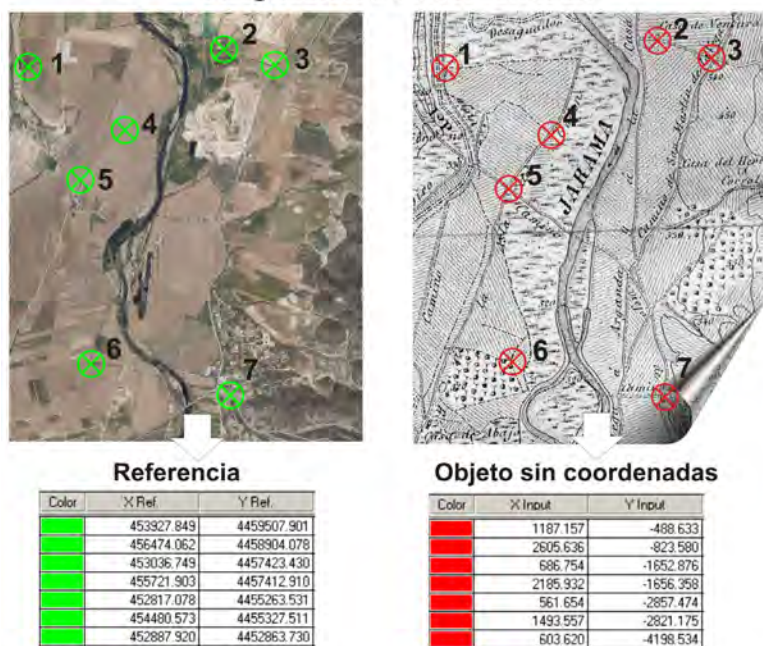
Cuanto mayor sea el número de puntos equivalentes mayor precisión tendrá la georreferenciación. El SIG calcula este error antes de completar la transformación. Se conoce como error máximo cuadrático (RMS), se expresa en píxeles y debe ser inferior a 1 para considerar que el mapa está bien georreferenciado. Este valor aumenta con mapas o fotos de pequeña escala (de poco detalle), escaneados a baja resolución, con pocos puntos singulares y con las transformaciones complejas. En la (tabla 6.5) están representados los errores finales de los mapas y fotografías aéreas georreferenciados.

Existen tres tipos de transformaciones (fig. 6.4). La primera opción (traslación) se utiliza habitualmente para georreferenciar planos de escaso tamaño. La segunda (traslación + rotación) para pequeños sectores de imágenes de satélite o mapas topográficos antiguos. Finalmente la tercera y más complicada (traslación +

rotación + deformación), se utiliza para georreferenciar grandes imágenes de satélite y fotografías aéreas de pequeña escala.

De nuevo cabe subrayar, que el caso de los mapas históricos plantea una dificultad añadida porque apenas hay elementos topográficos que sirvan de referencia, cuando son precisamente los registros más deformados y los que requieren una restitución más compleja. Por esta razón no ha sido posible georreferenciar los mapas históricos anteriores a 1823. En cuanto al mapa histórico de 1823 sólo se ha georreferenciado con cierta precisión entre Aranjuez y Toledo, con un RMS entorno a los 4 píxeles, es decir 25 m. Este dato ha de tenerse en cuenta a la hora de realizar cualquier medida sobre el mapa resultante. Al norte de Aranjuez este mapa es muy poco detallado. El siguiente mapa, editado en 1877, ha sido georreferenciado con un RMS inferior a 6 m, aproximadamente 1

Asignación de coordenadas



Tipos de transformación

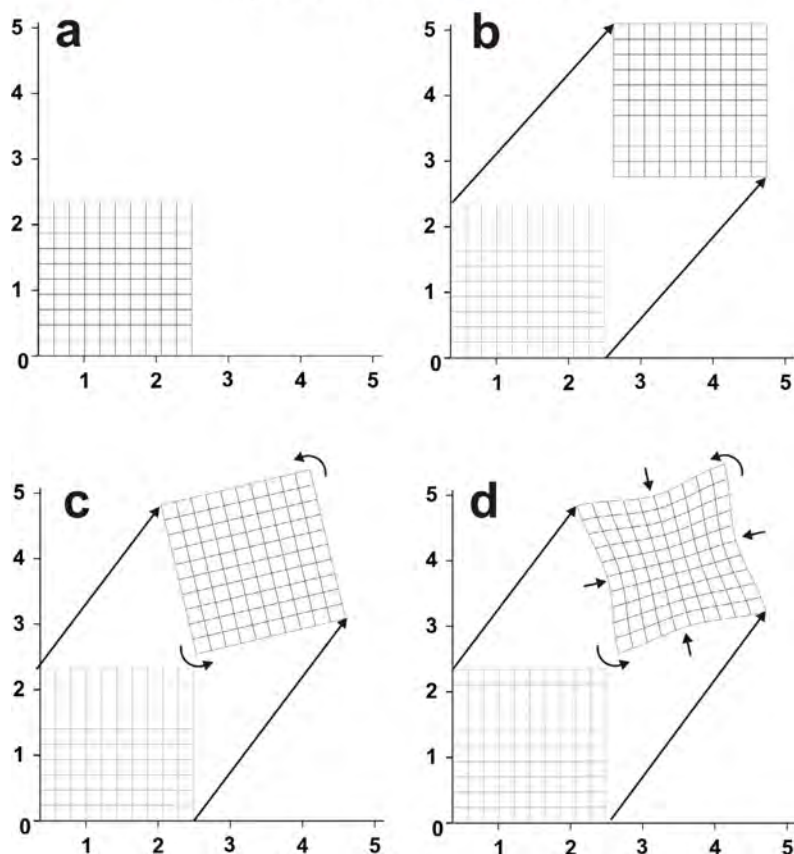


Figura 6.4. Georreferenciación de una imagen escaneada. De arriba a abajo: equivalencia de puntos comunes entre un mapa fuente, en este caso la ortofoto del año 2004 y el mapa topográfico del año 1877. De 1 a 7 son los puntos comunes a las dos imágenes, cuyas coordenadas están recogidas en sendas tablas con las que se calcula la matriz de transformación. Tipos de transformación: a) mapa escaneado, sin georreferenciar, b) traslación, c) traslación + rotación y d) traslación + rotación + deformación.

mm en el mapa. Se utilizará el trazado del río aunque aparece con un trazado muy suavizado y una anchura claramente exagerada.

El resto de mapas históricos, se han tenido en cuenta para identificar la posición de los arcos de meandro abandonados y acotar temporalmente su estrangulamiento.

De todas las fotografías aéreas las más deformada es sin duda la del año 1945, que muestra además grandes variaciones de brillo y contraste dentro de cada fotograma. La más fácil de georreferenciar ha sido la de mayor escala, del año 1972 (1:15.000).

Por último, los datos estratigráficos, (perfiles y sondeos puntuales) han sido georreferenciados identificando su posición en el mapa topográfico del año 1988. Los sondeos más recientes contienen coordenadas UTM, que se pueden incorporar directamente en el SIG. En todos los casos el resultado es un mapa de puntos.

Una vez georreferenciados, se pueden construir mosaicos o imágenes continuas de cada dato georreferenciado. Concretamente se han creado los siguientes mapas continuos:

- mapa topográfico del año 1877 para toda la zona de trabajo
- mapa geológico continuo que resulta de la unión de los 4 mapas de la serie MAGNA a escala 1:50.000 (559, 560, 582 y 583).
- mapa geológico continuo que resulta de la unión de los dos mapas síntesis a escala 1:200.000 (45 y 53).
- mapa geomorfológico que resulta de la unión de los mapas geomorfológicos recopilados.
- imágenes continuas u ortofotos de los años 1945, 1956, 1972, 1983, 1999 y 2004 también para toda la zona de estudio.

Estos mosaicos y ortofotos ofrecen fundamentalmente una información visual, aunque es posible realizar medidas reales de distancia y área con la precisión máxima determinada en cada caso por el error RMS. En realidad se pueden considerar como bases cartográficas con coordenadas reales. En este momento todos tiene el mismo formato y prácticamente la misma escala y grado de deformación, (que depende el error RMS en cada caso). Para optimizar su uso es necesario cartografiar sobre los mismos, mediante una técnica conocida como digitalización.

6.3.1.3. Digitalización

La digitalización consiste básicamente en dibujar elementos digitales o virtuales para crear un modelo de la realidad mediante tres tipos de elementos: puntos, líneas y polígonos (fig. 6.5). Estos

elementos se pueden dibujar sobre el cauce de un mapa, los contactos de un mapa geológico o incluso sobre una ortofoto previamente fotointerpretada. Siempre que la base sobre la que se digitaliza esté georreferenciada, el resultado será una cartografía digital con coordenadas reales. Esta nueva cartografía tiene una estructura interna completamente distinta, conocida como **vector**.

Para la elaboración de esta tesis se ha digitalizado un mapa de puntos, 3 de líneas y 5 de polígonos:

Puntos:

- Los sondeos eléctricos verticales y sondeos geotécnicos recopilados.

Líneas:

- Escarpes en yesos
- Cicatrices de acreción lateral
- Escolleras artificiales.

Polígonos:

- Mapa litológico general. Basado en los mapas geológicos recopilados.
- Mapa de terrazas pleistocenas. Basado en los mapas geológicos y geomorfológicos recopilados, y completado con la fotointerpretación y trabajo de campo.
- Arcos de meandro abandonados. Identificados con ayuda de los

mapas históricos y topográficos, pero digitalizados sobre la ortofoto de mayor calidad, del año 1972.

- Trazado de los ríos en los años 1823 (sólo el Tajo), 1877, 1945, 1956, 1972, 1983, 1999 y 2004.
- Mapas geomorfológicos, de usos del suelo y zonas mineras en las llanuras aluviales de los ríos Manzanares, Jarama y Tajo en los años 1945, 1956, 1972, 1983, 1999 y 2004.

6.3.1.4. Asignación de valores

Una de las características más importantes de un SIG reside en el hecho de cada elemento digitalizado está asociado a una base de datos alfanumérica. En esa base de datos se almacenan de forma automática valores como la longitud, área y posición geográfica de cada elemento. Pero también es posible añadir nuevos campos con información, como por ejemplo el espesor del depósito aluvial en los sondeos, el tipo de elemento geomorfológico (barra, canal, etc,...) o los usos del suelo.

En el caso de las cartografías de las llanuras aluviales se han asignado 34 códigos en más de 5.500 polígonos, 7 códigos en cerca de 1.000 líneas y los valores de espesor del depósito fluvial en 221 sondeos (**tabla 6.6**). La incorporación final de esta información permite finalmente la gestión de las cartografías digitalizadas.

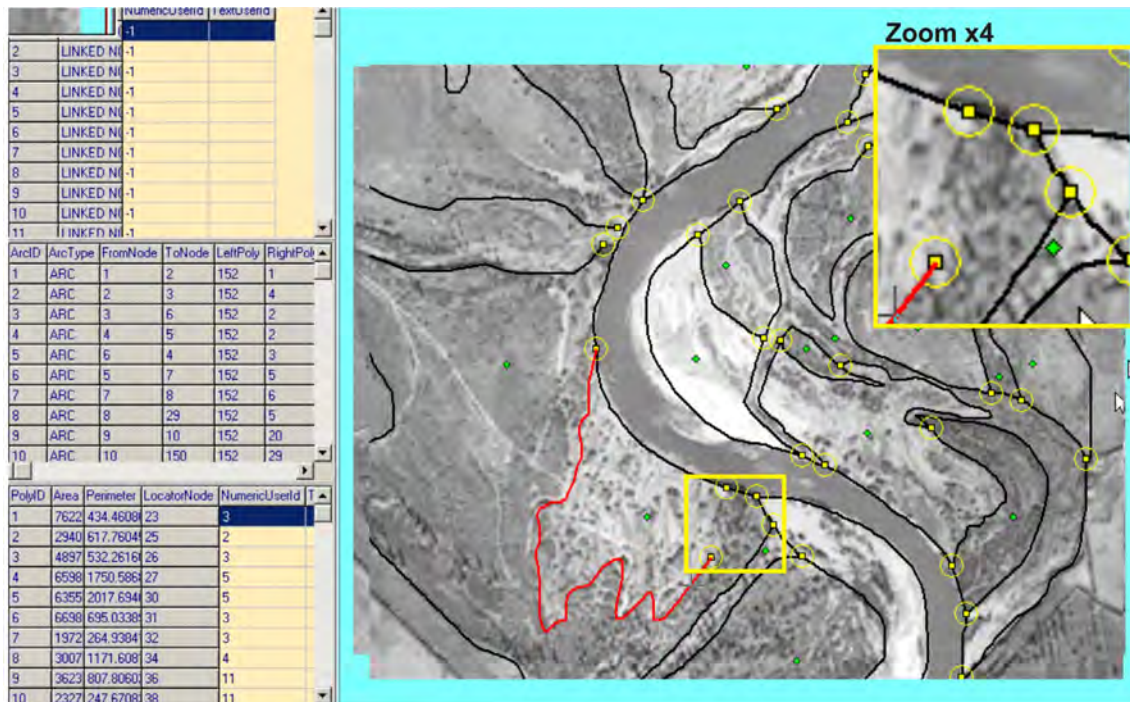


Figura 6.4. Digitalización en pantalla sobre la ortofoto del año 1945. Aspecto del programa SIG utilizado para digitalizar en pantalla sobre mapas o fotografías aéreas georreferenciadas. A la izquierda 3 bases de datos, de puntos, líneas o arcos y polígonos. A la derecha pantalla de digitalización. En negro los contornos de los polígonos cerrados, en rojo contorno en construcción y círculos amarillos los nodos de unión.

6.4.- Análisis de las cartografías.

Las posibilidades de análisis dependen de la temática y precisión de las cartografías. En general cuanto mayor sea la orquilla temporal de los datos, menor es su precisión y ofrecerán por tanto menor capacidad de análisis. Así por ejemplo, la cartografías de la litología y terrazas pleistocenas son las menos precisas, pero claramente las que representan un rango temporal mayor. La cartografía de puntos con los valores de espesor de el depósito fluvial en los valles, hace referencia a un proceso desarrollado al menos desde el Pleistoceno superior. Sin

embargo su información es poco detallada y sólo en algunos casos permite construir perfiles o incluso interpolación de superficies. En cuanto a la cartografía de elementos geomorfológicos, la de los meandros abandonados (1580-1983), sólo permite cuantificar las dimensiones de éstos. En el otro extremo se encuentran las cartografías de las llanuras aluviales, que basadas en las series de fotografías aéreas desde 1945 hasta 2004, hacen posible un análisis más complejo. El método de análisis está fuertemente condicionado por la naturaleza de los datos y por este motivo se ha dividido en 4 grandes

Puntos
Sondeos
Líneas
Línea central de los cauces
Longitud de los meandro abandonados y activos
Anchura de los meandros abandonados y activos
Longitud de onda de los meandros abandonados y activos
Radio de curvatura de los meandros abandonados y activos
Cicatrices de acreción
Escarpes
Escolleras
Polígonos
Cauce del Manzanares
Cauce del Jarama
Caucel del Tajo
Caucel del Tajuña
Canal secundario de crecida
Barra activa
Depósito de derrame
Barra vegetada
Meandro abandonado
Drenaje deficiente
Zona de extracción indeterminada
Extracción en seco
Extracción en húmedo
Zona de tratamiento
Zona de almacenamiento de árido
Balsa de decantación
Escombrera
Hueco minero abandonado, seco
Hueco minero abandonado, húmedo
Balsa colmatada
Agrícola de regadío
Agrícola de secano
Relleno
Urbanización
Reforestación
Recreativo
Laguna recreativa
Ganadería
Regadío
Pastizal
Secano
Urbano

Tabla 6.6. Códigos de digitalización utilizados en los mapas de puntos, líneas y polígonos.

bloques metodológicos que llamaremos **regional**, **lineal**, **areal** y finalmente en tres dimensiones o **estratigráfico** (fig 6.6).

En el bloque metodológico **regional** se utilizarán las cartografías de la litología, terrazas y sondeos. Este primer bloque se desarrolla en el Capítulo 7. El sistema de terrazas pleistocenas. Los resultados son de tipo semicuantitativo.

En el siguiente bloque, **análisis lineal**, se realizan cálculos de tipo lineal, como longitudes, anchuras, radios de curvatura, etc. Se trabaja por tanto con un SIG de tipo vectorial sobre las cartografías de los cauces y meandros, tanto abandonados como activos. Este bloque se desarrolla en el Capítulo 8.- Geometría de los cauces. Los resultados son de tipo cuantitativo.

El tercer bloque, **análisis areal**, es el más complejo. Se miden áreas, como migraciones laterales de los cauces, cambios en la geomorfología, usos, etc. Este bloque se aplica a la cartografía de los cauces y a la cartografía de las llanuras aluviales. Se lleva a cabo en un SIG de tipo *raster* y los resultados son de cuantitativos. Se desarrolla en dos capítulos: 9.- Migración de los cauces y 10.- Geomorfología de las llanuras aluviales.

Los datos geofísicos de espesor de los depósitos aluviales se utilizan indistintamente en los capítulos 7 y 8.

Bloque metodológico	Tipo de análisis	Cartografía	Tipo de mapa	Escala temporal	Capítulo
Regional (Terrazas pleistocenas)	Cualitativo/ descriptivo	Litología	Polígonos	Terciario y Cuaternario	7
		Terrazas pleistocenas		Pleistoceno	
	Cuantitativo	Sondeos	Puntos	Pleistoceno superior-Holoceno	
Lineal (Geometría de los cauces)	Cuantitativo	Meandros abandonados	Polígonos	1580-1983	8
		Meandros activos		1877-2004	
		Cauces		1823-2004	
Areal (Migración de los cauces)	Cuantitativo	Sondeos	Puntos	Pleistoceno superior-Holoceno	9 y 10
		Cauces	Polígonos	1877-2004	
		Llanuras aluviales		1945-2004	
		Escolleras	Líneas	1972-2004	
Estratigráfico	Cualitativo/ descriptivo	Cauces	Polígonos	1877-2004	11
		Llanuras aluviales		1945-2004	
		Sondeos	Puntos	Pleistoceno superior-Holoceno	

Figura 6.5. Bloques metodológicos en los que se ha dividido el análisis de los datos. Tipo de análisis, cartografías que se han utilizado, tipo de mapa y escala temporal.

Siguiendo esta concepción metodológica, la última fase del trabajo corresponde al **análisis estratigráfico** de las llanuras aluviales. En este caso se depende totalmente de la existencia y accesibilidad a los afloramientos en campo, aunque se utilizará la información contenida en la cartografía geomorfológica de las llanuras y en el valor de los sondeos. Este último bloque se desarrolla en el Capítulo 11.- Estratigrafía de las llanuras

aluviales. Los resultados son únicamente cualitativos.

Al inicio de cada capítulo se describe con detalle los tipos de análisis llevados a cabo. Sin embargo, avanzamos algunos operadores de uso común a lo largo de la Tesis.

6.4.1. Algunos aspectos técnicos del análisis

6.4.1.1. Superposición de cartografías.

Es posible superponer cualquier tipo de cartografía, ya sea de puntos, líneas o polígonos. La superposición puede ser cualitativa o cuantitativa. El primer caso ha sido muy útil para identificar los principales tipos de cambios de los cauces y las zonas donde se concentran, mediante la superposición de distintos trazados de cauces. El segundo caso es más complejo, pero más exacto porque no sólo resulta en una combinación visual de los datos, sino también en un resultado matemático de los mismos. Ha sido útil por ejemplo para combinar los valores de espesor de los depósitos fluviales en la llanura aluvial y el valor de migración de los cauces.

6.4.1.2. Obtención de valores lineales y areales.

Sobre un mapa georreferenciado se puede medir directamente cualquier distancia, longitud y área, ya sea en línea recta, mediante una línea curva o trazando un polígono cerrado. No obstante, es más habitual trabajar con elementos previamente digitalizados, que contienen de forma automática la longitud, perímetro y área. La obtención de estos valores se realiza mediante consultas. La consulta más sencilla es de tipo gráfico, seleccionando uno o varios elementos directamente en el mapa (pantalla) y solicitando al sistema que nos de la información asociada. Las

consultas más interesantes son algo más complejas. Se realizan en la base de datos asociada a cada cartografía. Para realizarlas hay que construir una fórmula con el lenguaje conocido como SQL, es decir, con operadores de comparación y matemáticos. Por ejemplo se puede calcular el área que ocupan las barras vegetadas en el río Jarama en el año 1972 y qué porcentaje es común a las del año 1956, o la longitud de las escolleras en el año 1983 en un sector determinado del río Manzanares.

6.4.1.3. Álgebra de mapas.

El álgebra de mapas es probablemente la función más importante y compleja en un SIG. Se pueden agrupar en operaciones locales, de vecindad inmediata, de vecindad extendida y zonales ([ver Gutiérrez Puebla y Gould, 1994](#)). Básicamente se trata de aplicar operadores matemáticos a las cartografías e incluso realizar operaciones entre éstas. El resultado puede estar expresado numéricamente o en forma de nuevos mapas. Por ejemplo, si multiplicamos el trazado del cauce del río Tajo en 1945 por el mismo trazado en 1956, obtenemos un mapa con la zona común a los dos, las zonas de cambio y su valor de área correspondiente.

Estas operaciones han sido fundamentales para analizar de forma cuantitativa la migración de los cauces, la evolución de

y área. La obtención de estos valores se realiza mediante consultas. La consulta más sencilla es de tipo gráfico, seleccionando uno o varios elementos directamente en el mapa (pantalla) y solicitando al sistema que nos de la información asociada. Las consultas más interesantes son algo más complejas. Se realizan en la base de datos asociada a cada cartografía. Para realizarlas hay que construir una fórmula con el lenguaje conocido como SQL, es decir, con operadores de comparación y matemáticos. Por ejemplo se puede calcular el área que ocupan las barras vegetadas en el río Jarama en el año 1972 y qué porcentaje es común a las del año 1956, o la longitud de las escolleras en el año 1983 en un sector determinado del río Manzanares.

6.4.1.3. Álgebra de mapas.

El álgebra de mapas es probablemente la función más importante y compleja en un SIG. Se pueden agrupar en operaciones locales, de vecindad inmediata, de vecindad extendida y zonales (ver Gutiérrez Puebla y Gould, 1994). Básicamente se trata de aplicar operadores matemáticos a las cartografías e incluso realizar operaciones entre éstas. El resultado puede estar expresado numéricamente o en forma de nuevos mapas. Por ejemplo, si multiplicamos el trazado del cauce del río Tajo en 1945 por el mismo trazado en 1956, obtenemos un mapa con la zona común a los dos,

las zonas de cambio y su valor de área correspondiente.

Estas operaciones han sido fundamentales para analizar de forma cuantitativa la migración de los cauces, la evolución de la geomorfología fluvial y de los usos en las llanuras aluviales. Cada uno de los procesos se explica con detalle al inicio de los capítulos 9 y 10.

6.5.- Trabajo de campo

El trabajo de campo ha tenido como primera finalidad el conocimiento del medio, especialmente de aquellos aspectos con los que se está menos familiarizado, como son los diferentes usos del suelo y la actividad minera de extracción de áridos. Especialmente el reconocimiento de este segundo uso ha sido fundamental para poder cartografiar con precisión la posición de elementos importantes como por ejemplo las escolleras o las diferentes actividades mineras en la llanura.

También ha servido para corregir las cartografías más recientes (1999 y 2004), identificar procesos fluviales activos y ajustes concretos.

Por último, el trabajo de campo ha sido fundamental para obtener la documentación del registro estratigráfico de las llanuras aluviales en huecos mineros. La metodología concreta para analizar la estratigrafía se detalla en el capítulo 11.

7



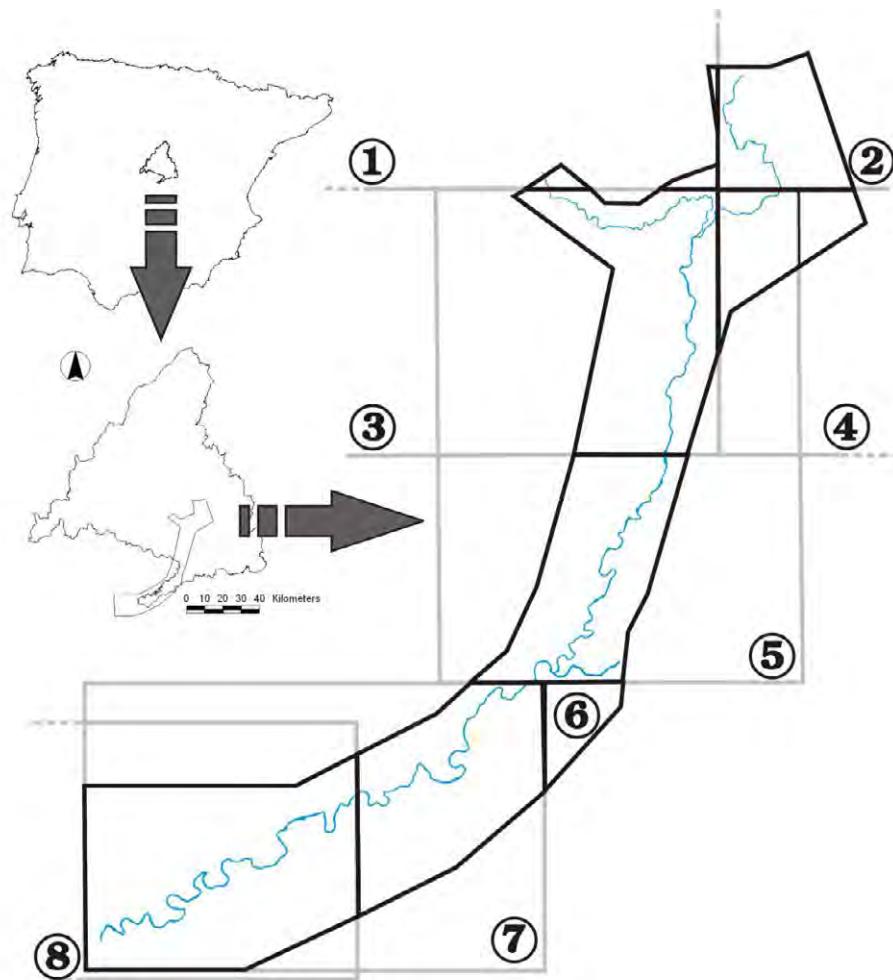
El Sistema de Terrazas Pleistocenas

7.1.- Introducción

Habitualmente la tasa de incisión de una red fluvial es lo suficientemente lenta como para permitir la migración lateral de sus canales principales y la formación de una llanura aluvial, cuyo tamaño y forma resultará en general, de diversos factores geológicos, como la dureza del sustrato o la tasa de levantamiento regional (Leopold et al. 1964) e hidroclimáticos, como el régimen de caudales líquidos y sólidos (Schumm y Lichty, 1965, Schumm, 1977, entre otros). La combinación de todas las variables resulta también en una relación de equilibrio entre la sedimentación y la incisión. Si prevalece esta última, el río se encaja de nuevo en el valle, para formar

una nueva llanura de inundación, dejando conservada parte de la anterior en una cota superior. En este contexto morfogenético se puede considerar que una terraza aluvial es una llanura de inundación abandonada (Leopold et al. 1964).

Desde un punto de vista genético las terrazas se pueden clasificar en climáticas, tectónicas y de respuesta compleja (Schumm, 1977) y desde un punto de vista geomorfológico se pueden agrupar en terrazas aluviales escalonadas, terrazas rocosas y terrazas solapadas (cut-and-fill) (Howard, 1968; Bull, 1990). En general, las terrazas aluviales aparecen asociadas a fluctuaciones climáticas, mientras que



Fuentes utilizadas en la elaboración del mapa geomorfológico.

- ① Goy, J.L., Pérez González, A. y Zazo, C. (1989). Cartografía y Memoria del Cuaternario y Geomorfología de la hoja de Madrid (559). Mapa geológico de España, escala 1:50.000, 2ª serie (MAGNA). IGME. Serv. Pub. Ministerio de Industria, Madrid. 79 pags.
- ② Portero, J.M., Pérez González, A. y Gallardo, J. (1991). Cartografía y Memoria del Cuaternario y Geomorfología de la hoja de Alcalá de Henares (560). Mapa geológico de España, escala 1:50.000, 2ª serie (MAGNA). IGME. Serv. Pub. Ministerio de Industria, Madrid. 52 pags.
- ③ Vegas, R., Pérez González, A. y Míguez, F. (1975). Cartografía y Memoria Geológica de la hoja de Getafe (582). Mapa geológico de España, escala 1:50.000, 2ª serie (MAGNA). IGME. Serv. Pub. Ministerio de Industria, Madrid. 37 pags.
- ④ San José, M.A. (1975). Cartografía y Memoria Geológica de la hoja de Arganda (583). Mapa geológico de España, escala 1:50.000, 2ª serie (MAGNA). IGME. Serv. Pub. Ministerio de Industria, Madrid. 25 pags.
- ⑤ Silva, P.G. (1988). El Cuaternario del sector centromeridional de la Cuenca de Madrid: aspectos geomorfológicos y neotectónicos. Tesis de Licenciatura. UCM (inédita), 143 págs.
- ⑥ Elaboración propia
- ⑦ Pérez-González, A. y Pinilla, L. (inédito)
- ⑧ Pérez-González, A. y Uribebarrea, D. (en prensa). Cartografía y Memoria del Cuaternario y Geomorfología de la hoja de Toledo (629). Mapa geológico de España, escala 1:50.000, 2ª serie (MAGNA). IGME. Serv. Pub. Ministerio de Industria, Madrid.

La geomorfología fluvial de las llanuras aluviales está realizada por el autor mediante la fotointerpretación de la fotografía aérea del año 1945.

Figura 7.1. Fuentes utilizadas para la elaboración del mapa geomorfológico general, a escala 1:50.000, entorno a las llanuras aluviales de los ríos Manzanares, Jarama y Tajo entre Madrid y Toledo.

las terrazas de erosión están asociadas a movimientos tectónicos (Bull, 1990, Merritts et al. 1994) o bien a cambios bruscos en el régimen climático (Leopold et al., 1964; Bull y Knuepfer, 1987). Por último las terrazas complejas derivan de la interacción de factores climáticos y litoestructurales, que resultan en ajustes internos de orden menor en un sistema fluvial (Benito et al. 1998 y 2000).

Otras variables independientes, como la litología y la estructura, pueden ser fundamentales en el control de los grandes ajustes internos durante largos periodos de tiempo y extensos tramos fluviales. Un ejemplo claro es el de los sistemas fluviales afectados por la subsidencia sinsedimentaria causada por la karstificación de un sustrato soluble (Pérez-González, 1971, 1982; Benito et al. 2000).

En la zona de estudio tenemos terrazas aluviales escalonadas de origen climático-tectónico y terrazas aluviales complejas. Para llevar a cabo su estudio se ha elaborado la cartografía de los dos sistemas de terrazas a lo largo de los tres valles en la zona de estudio, a una escala 1:50.000, a partir de las cartografías geológicas y geomorfológicas publicadas hasta la fecha en la zona, otras inéditas y de elaboración propia (fig. 7.1). Concretamente hemos utilizado los mapas geológicos de la serie MAGNA a escala 1:50.000 de Madrid (559) (Pérez-González y et al., 1989), Alcalá de Henares (560) (Portero y Pérez-González,

1991), Getafe (582) (Pérez-González, 1975) y Arganda (583) (San José, 1975). También las cartografías de Silva P. G. (1988) y Silva et al. (1988a, b, c y d) para el entorno de Titulcia, o las de Pinilla y Pérez-González (1994) en el valle del río Tajo. El extremo sur de la zona de estudio ha sido completada con cartografías de elaboración propia y otras elaboradas con A. Pérez-González y que actualmente se encuentran en prensa, (mapa geológico a escala 1:50.000 de Toledo, Hoja Magna número 629). El resultado es un Mapa de terrazas pleistocenas a lo largo de los tres valles considerados, (fig. 7.2 y Mapa 7.1 del Anexo II). También se han realizado una serie de 9 perfiles geomorfológicos transversales sobre esta cartografía, incluidos en el mapa 7.1 del Anexo II. La cota relativa de todas ellas se ha obtenido de la diferencia de altura entre el techo de la terraza y el nivel medio del cauce actual.

En total se han diferenciado 9 niveles de terraza en el río Manzanares (de +8m a +86m), 13 en el río Jarama (de +8m a +125m) y otros 13 en el Tajo (de +8m a +125m) (tabla 7.1). La mayor parte están representadas en la margen izquierda de estos tres valles asimétricos. Los niveles implicados en la terraza compleja son +12m y +18-20m en el río Manzanares y +8m, +15m, +18m, +25m y 30m en el Jarama. En general las terrazas escalonadas se encuentran en los sectores con sustrato siliciclástico mientras que las terrazas complejas aparece únicamente

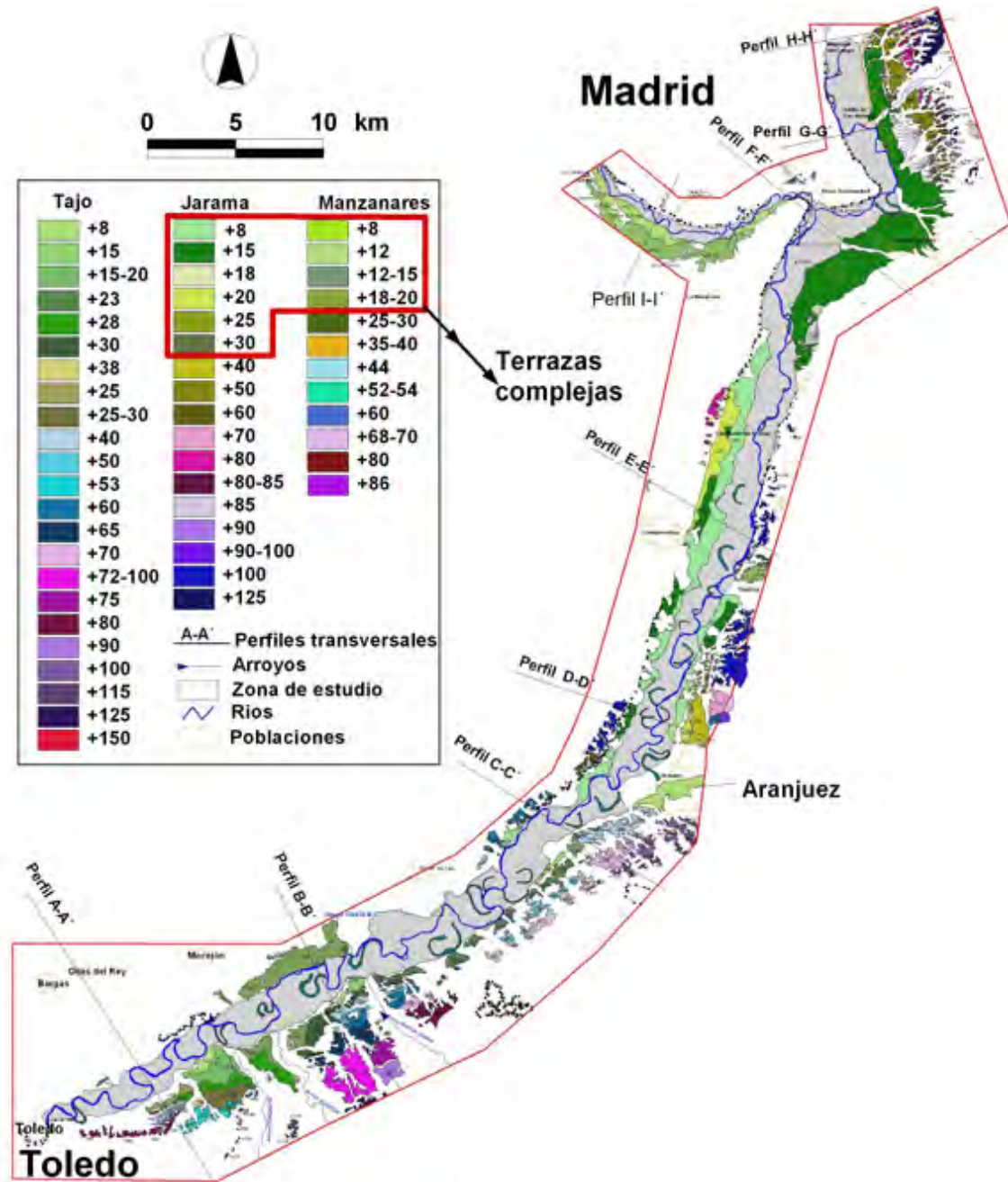


Figura 7.2. Terrazas Pleistocenas de los ríos Manzanares, Jarama y Tajo entre Madrid y Toledo a escala 1:50.000. Ubicación de los 9 perfiles transversales realizados dentro de la zona de estudio.

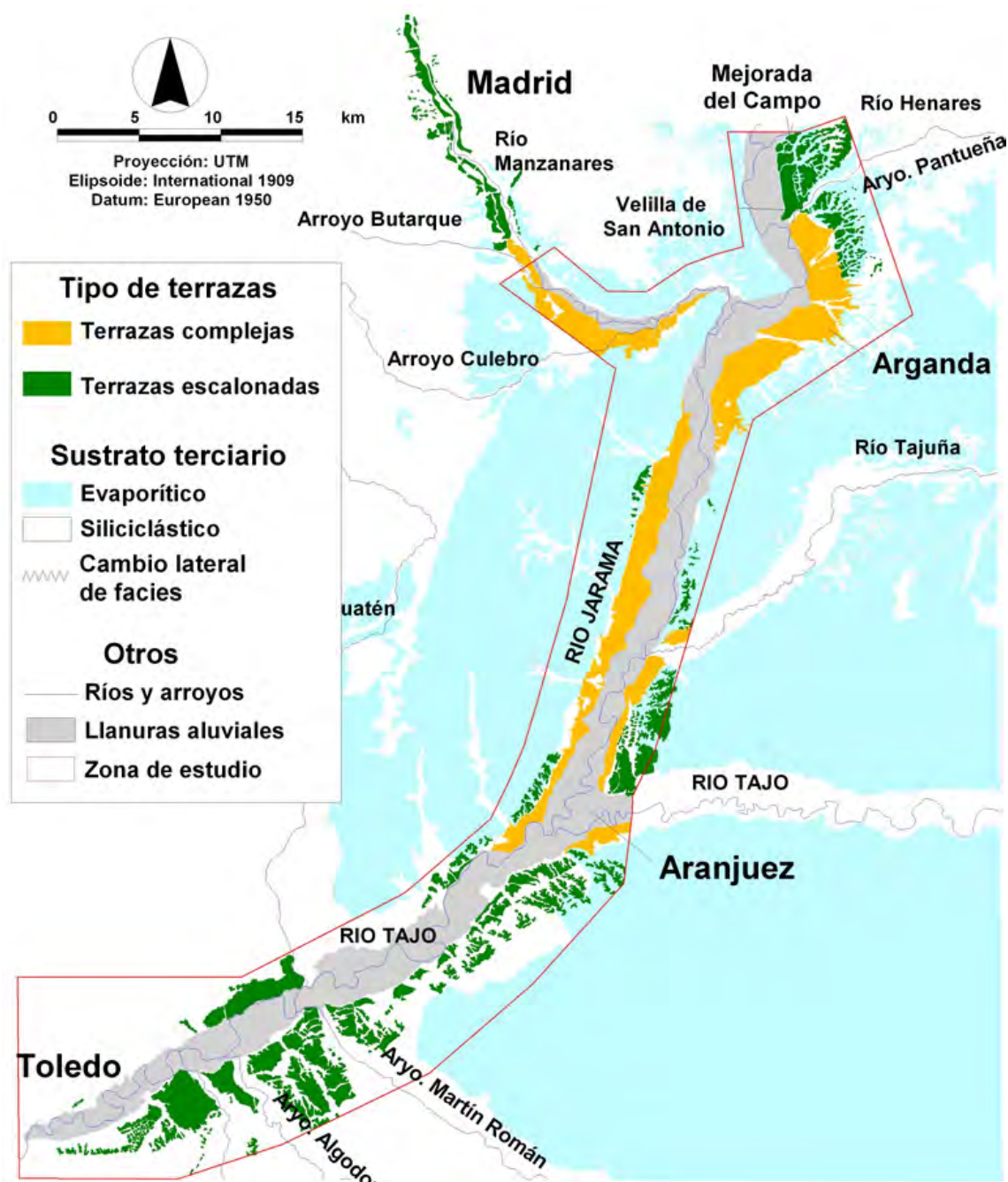


Figura 7.3. Distribución de los sistemas de terrazas escalonadas y terrazas complejas en los ríos Manzanares, Jarama y Tago, sobre los sustratos siliciclástico y evaporítico en la zona.

		R. Manzanares		R. Jarama		R. Tajo	
		Margen izq.	Margen dcha.	Margen izq.	Margen dcha.	Margen izq.	Margen dcha.
CUATERNARIO	Holoceno		+4-5m +8m	+3-5m +8m		+3-5m +8m	+3-5m +8m
	Pleistoceno superior		+12m +18-20m *	+15m * +18m *	+15m * +20m *	+15m +15-20m +20m	+20m
		+30m	+25-30m	+25m * +30m *		+30m	
		+40m		+40m		+40m	+40m
		+50m		+50m		+50m	
		+66m		+60m +70m	+60m	+60m +70m	+60m
	Pleistoceno medio	+86m		+80m +90m +100m +125m	+80m +100m	+80m +100m +115m +125m	
	Pleistoceno inferior						

Tabla 7.1. Correlación de las secuencias de terrazas de los ríos Manzanares, Jarama y Tajo en la zona de estudio, distribuidas por márgenes. Fuente: modificado de Pérez-González, 1994.

sobre sustrato evaporítico (fig. 7.3 y mapa 7.2 del Anexo II).

La distribución de las terrazas complejas está condicionada por la presencia del sustrato evaporítico en los valles de los ríos Manzanares y Jarama.

7.2. Terrazas aluviales escalonadas

7.2.1 Manzanares

Las terrazas del río Manzanares han sido estudiadas por numerosos autores del siglo pasado, gracias a los descubrimientos arqueológicos y faunísticos en las explotaciones del áridos

naturales en los alrededores de Madrid (ver Pérez-González y Uribelarrea, 2002). En la actualidad están prácticamente todas bajo suelo urbano.

En el valle del río Manzanares estas terrazas se localizan fundamentalmente al norte de la zona de estudio, concretamente al sur de la ciudad de Madrid. Sus cotas relativas son de +4-5 m (llanura de inundación), +8 m (Hipódromo), +10 m, +12-15 m, +18-20 m, +25-30 m (San Isidro, cota a muro), +35-40 m, +44-46 m, +52-54 m, +60 m, +68-72 m (Teleférico), +80-85 y 95 m (Pérez-González, 1994) (tabla 7.2). Prácticamente todas están representadas en la margen derecha, lo que pone de

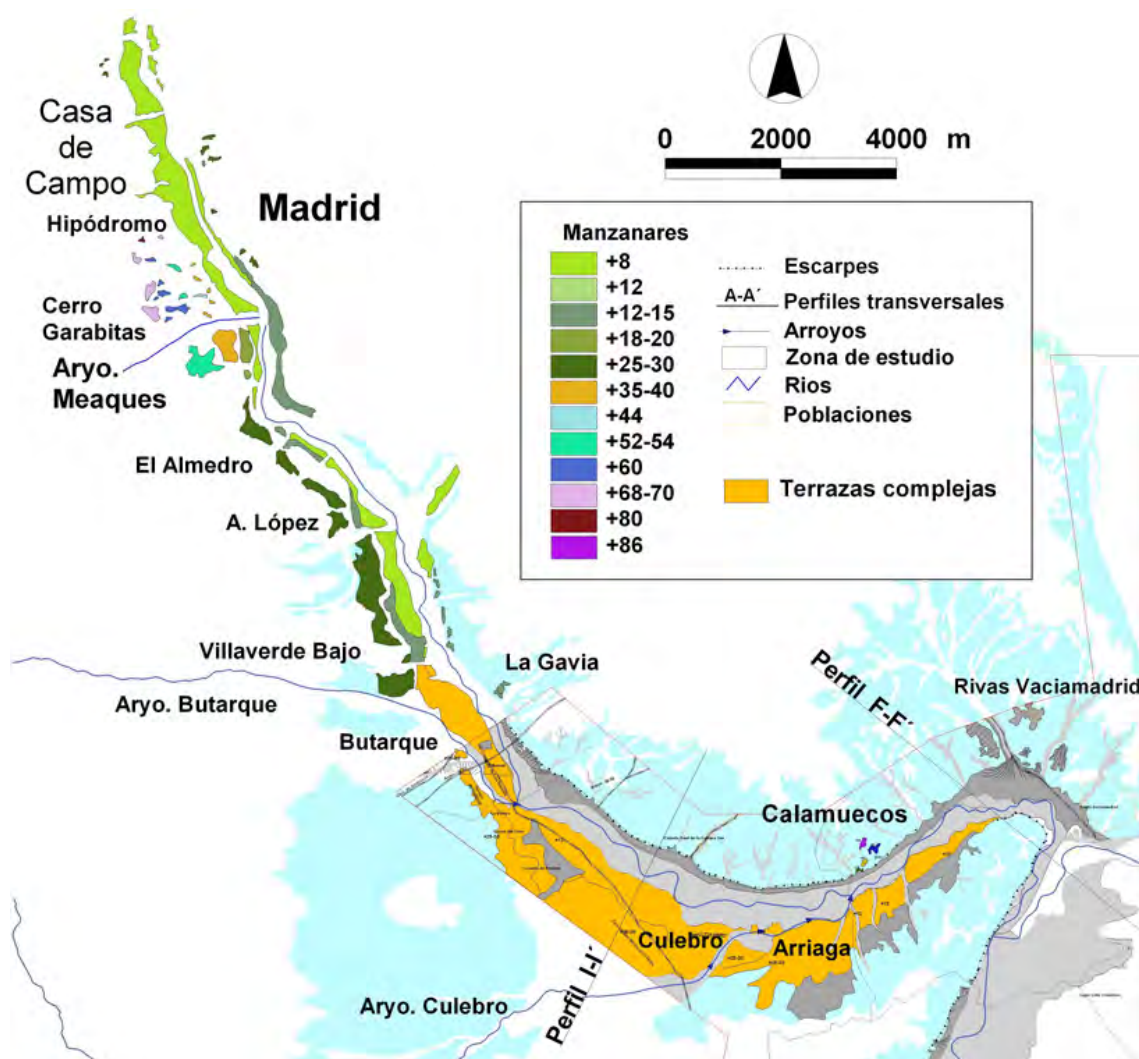


Figura 7.4. Terrazas escalonadas en el río Manzanares desde Madrid hasta la confluencia con el río Jarama.

manifiesto la fuerte asimetría del valle (fig. 7.4). Esta secuencia de terrazas no está completa en ninguna sección transversal al Valle del Manzanares y los perfiles de interés siempre se localizan en la margen derecha (Pérez-González, 1980). Entre los transectos más completos destaca el de la Casa de Campo, con representación de las terrazas más altas seriadas a +68-70 m (Teleférico), +80-85 m y a +90-94 m (Cerro Garabitas). Los depósitos fluviales en estos sectores están formados por barras

de gravas (litofacies de tipo Gm según la clasificación de Miall, 1978) con cantos de cuarzo, granitoides, pórfidos y feldespatos con un espesor inferior de 2-3 m, aunque al sur del Arroyo de los Meaques, ganan en espesor y en variedad textural. En San Isidro, sobre las arcillas verdes terciarias destacan las gravas, litofacies St, fangos gris-verdosos e inclusive depósitos de gravas y arenas asociados a una forma de glacis y horizontes de suelos.

Aguas abajo, a partir de la Avenida

		R. Manzanares	
		Madrid	Perales-confluencia Jarama
CUATERNARIO	Holoceno	+1-1,5m	
	Pleistoceno	+4-5m	+4-5m
		+8m	+8m
		+10m(?)	
		+12-15m	+12-15m *
		+18-20m	+18-20m *
		+25-30m	
		+35-40m	+30m
		+44-46m	+40m
		+52-54m	+50m
		+60m	
		+74m	+66m
		+84-85m	+86m
		+95m	
	inferior		

* Terraza compleja

Tabla 7.2. Correlación de la secuencias de terrazas del río Manzanares aguas arriba y abajo de la zona de estudio. Fuente: modificado de Pérez-González, 1994.

de Andalucía, las de Villaverde Bajo y terrazas de Gavia, presentan facies de arenas por lo general en tamaños medios a gruesos, moderadamente clasificados, con estructuras de estratificación cruzada planar y festoneada; estas facies arenosas de relleno de canal pueden alternar con barras de gravas y cantos, en tamaños que no suelen ser mayores a los 7-8 cm de

eje mayor; su composición litológica es de cuarzo, netamente mayoritario, granitoides, sílex, sepiolita y algún carbonato (Goy et al. 1989).

La terraza de mayor espesor corresponde a la de +25-30 m (San Isidro), que alcanza los 15 m (Vilanova y Piera, 1872; Graells, 1897; Royo y Menéndez Puget, 1929; Pérez de Barradas, 1926; Riba, 1957), aunque hay que tener en cuenta que pueden estar cubiertas por depósitos detríticos de aporte lateral y de edad más moderna que la terraza.

Aproximadamente a partir de San Isidro se encuentran ligeramente solapados entre sí los depósitos de las tres últimas terrazas, incluso la de +8 m con la llanura aluvial actual. Se trata seguramente de un proceso de convergencia que responde al desarrollo de terrazas complejas inmediatamente aguas abajo, a partir de la confluencia con el arroyo Butarque, ya dentro de la zona de estudio.

En las proximidades de Vaciamadrid, en la margen izquierda, se ha podido diferenciar en Calamuecos (629 m) un nuevo perfil geomorfológico compuesto por cinco terrazas fluviales escalonadas, en cotas relativas (medidas a partir del mapa topográfico a escala 1:50.000 de la Comunidad de Madrid) de: + 30 m, +40 m, +50 m, +66 m y +86 m (Báez y Pérez-González, 2006). La presencia de esta última, corrobora la hipótesis de Riba (1957) de que de producirse la captura del Manzanares por un arroyo del Jarama,

ésta debió ocurrir antes de la formación de la terraza de +86 m, con una edad del Pleistoceno inferior (Pérez-González, 1994). Según Bárez y Pérez-González, (2006) estas terrazas están formadas por gravas de cuarzo subredondeado, junto con granitoides, pórfidos y algún sílex. También describen cuerpos sedimentarios de arenas gruesas y gránulos (2-4 mm) de composición cuarzo-feldespática. El tamaño medio de las gravas tiene 3-5 cm, con centilos de hasta 13 y 18 cm, en cuarzo y sílex respectivamente. La arquitectura fluvial según la clasificación de Miall, (1996), corresponde a ríos dominados por gravas, con elementos característicos de barras de gravas (GB) y formas de lecho arenosas (SB). Los espesores vistos no parecen sobrepasar los 1-2 m, a excepción de la terraza a +66 m que presenta deformaciones por colapsos y deformaciones asociadas a la karstificación de los yesos infrayacentes.

La cronología de estas terrazas sigue siendo muy imprecisa porque a pesar de la ingente cantidad de yacimientos arqueológicos y paleontológicos, la mayoría no tienen valor cronoestratigráfico. De este modo se asigna el límite del Pleistoceno superior-medio a las terrazas de +12-15m y +18-20 m y del Pleistoceno medio-inferior a la de +66 m (tabla 7.2) (Goy et al. 1989).

7.2.2 Jarama

Las terrazas escalonadas del río Jarama en la zona de estudio tienen una distribución muy irregular a lo largo del valle, casi siempre en secciones asimétricas y con cotas relativas respecto al nivel medio del cauce actual de +8 m a +128 m (tabla 7.3). Las secuencias más completas se encuentran en las zonas de cambio de facies miocenas, de los materiales siliciclásticos distales a los evaporíticos del centro de la cuenca. Geográficamente corresponden al extremo norte de la zona de estudio, en Mejorada del Campo y al sur en Aranjuez (fig. 7.5 y mapa 7.1 del Anexo II).

En Mejorada del Campo el valle del Jarama es fuertemente asimétrico, con un escarpe estructural tallado en los yesos de la margen derecha (fig. 7.6). En la margen izquierda las diferentes terrazas se apoyan en margas yesíferas y arcillas terciarias. Los niveles de terraza conservados en la margen izquierda tienen las siguientes cotas relativas: +8 (T10), +15-20 (T9), +24-25 (T8), +40-41 (T7), +52-53 (T6), +70 (T5), +82-83 (T4), +90-100 (T3), +115 (T2) y +125-130 (T1) (Pérez-González, 1980).

La litofacies principal es de gravas de naturaleza poligénica, compuestas mayoritariamente por cuarcitas, con presencia más acusada de cuarzo en los tamaños pequeños y débil presencia de cantos de calizas, sílex, graníticos y metamórficos. Las texturas corresponden en más del 70 % a tamaños entre los 2 y

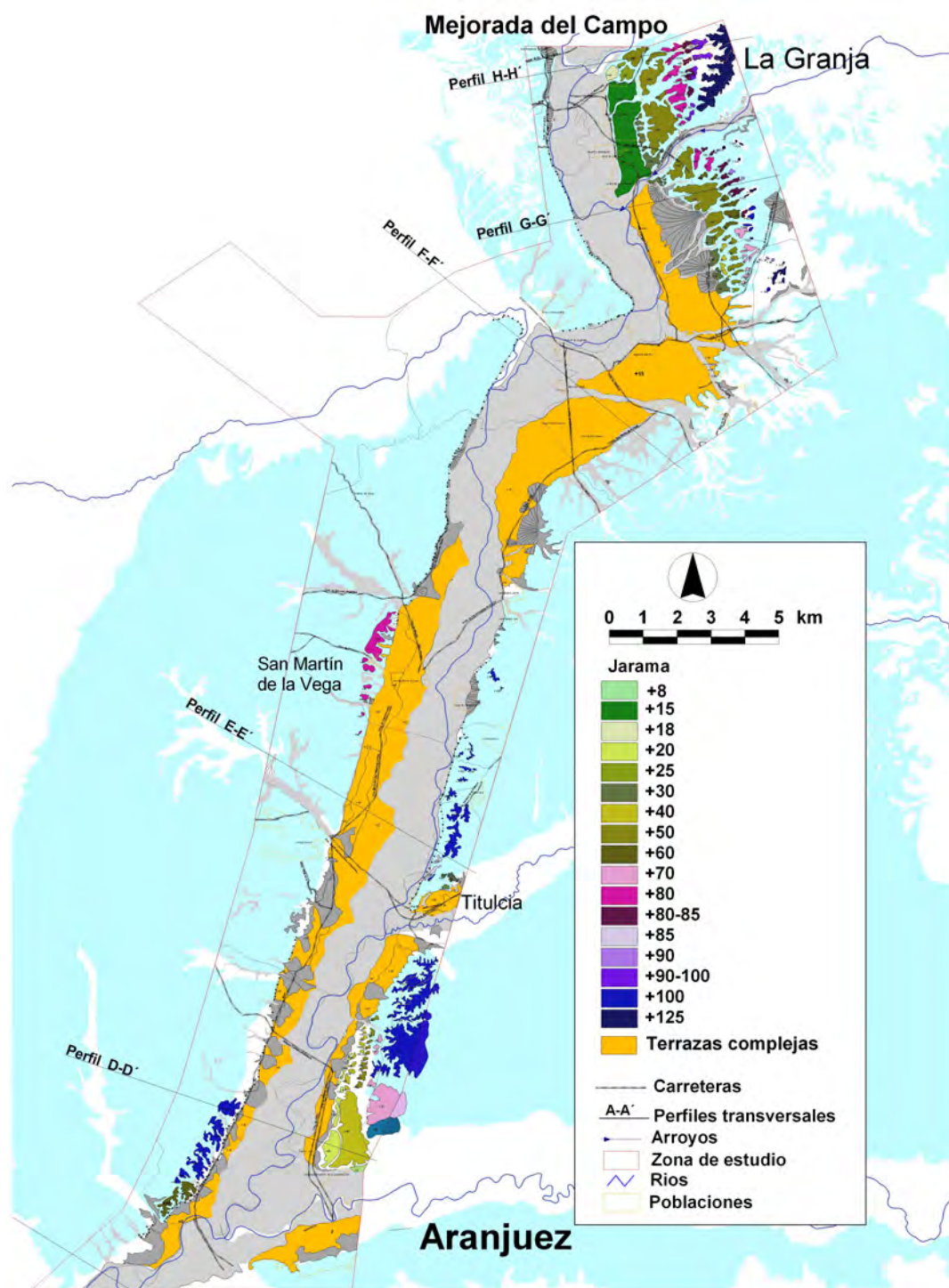


Figura 7.5. Terrazas escalonadas del río Jarama en la zona de estudio.

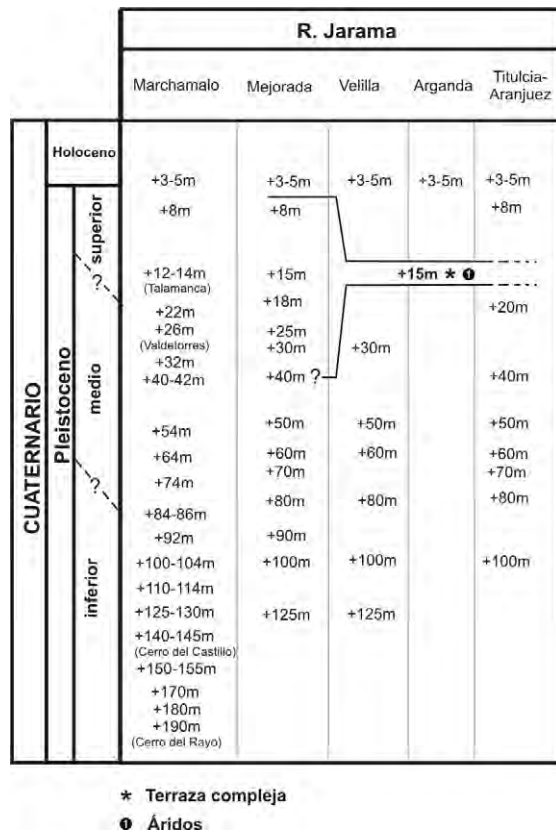


Tabla 7.3. Correlación de la secuencias de terrazas del río Jarama desde Marchamalo hasta la confluencia con el río Tajo en Aranjuez. Fuente: modificado de Pérez-González, 1994.

los 8 cm, y el centilo oscila entre los 24 cm y 30 cm (Asensio Amor y Vaudour, 1967). Son gravas de tipo grano soportado con un 5-15% de arenas y suelen estar coronadas por litofacies de finos y con menor abundancia de arenas (Pérez-González y Asensio Amor, 1967). Las litofacies de gravas comprenden barras longitudinales (Gm según la clasificación de litofacies de Miall, 1978), transversas (Gp) y rellenando pequeños canales (Gp) (Portero y Pérez-González, 1991).

Las litofacies de arenas tienen una textura de arena media a gruesa, con porcentajes de limo-arcilla inferiores al 3%, que se disponen con estratificación cruzada en surco. Finalmente las litofacies

de materiales finos, presentan un aspecto masivo y están compuestas en un 60% de arena fina a muy fina y un 30-40% de limo-arcillas (Portero y Pérez-González, 1991). Esta facies suele estar muy afectada por la erosión superficial. De hecho, este grupo de terrazas aparecen progresivamente más disectadas aguas abajo, hasta desaparecer antes de Arganda del Rey.

El espesor medio es inferior a los 6 m, a excepción de la terraza de +125-135 (La Granja) que contiene, sobre las gravas fluviales y limos de llanura, depósitos de hasta 6 m de espesor, de aporte lateral procedentes de un paleorrelieve terciario situado al noreste y equivalente al cerro Ecce Homo.

Hacia el sur la distribución de las terrazas escalonadas es mucho más irregular y discontinua. En el término municipal de San Martín de la Vega, en la margen derecha, quedan conservados algunos restos a modo de "hombreras", a cota de +80m sobre el cauce actual (Pérez-González, 1975). En ese mismo tramo, pero en la margen izquierda, está representada únicamente la terraza de +100m, y 6 km aguas abajo, en el término municipal de Titulcia se conserva también la terraza de +85 m (fig. 7.7). Los depósitos de terraza de la margen izquierda entre San Martín de la Vega y Titulcia se confunden litológicamente con el término inferior, siliciclástico, de la Serie de Páramo. Estos dos niveles de terraza (+80 m y +100 m) están compuestos por gravas de cuarcita y cuarzo con tamaños

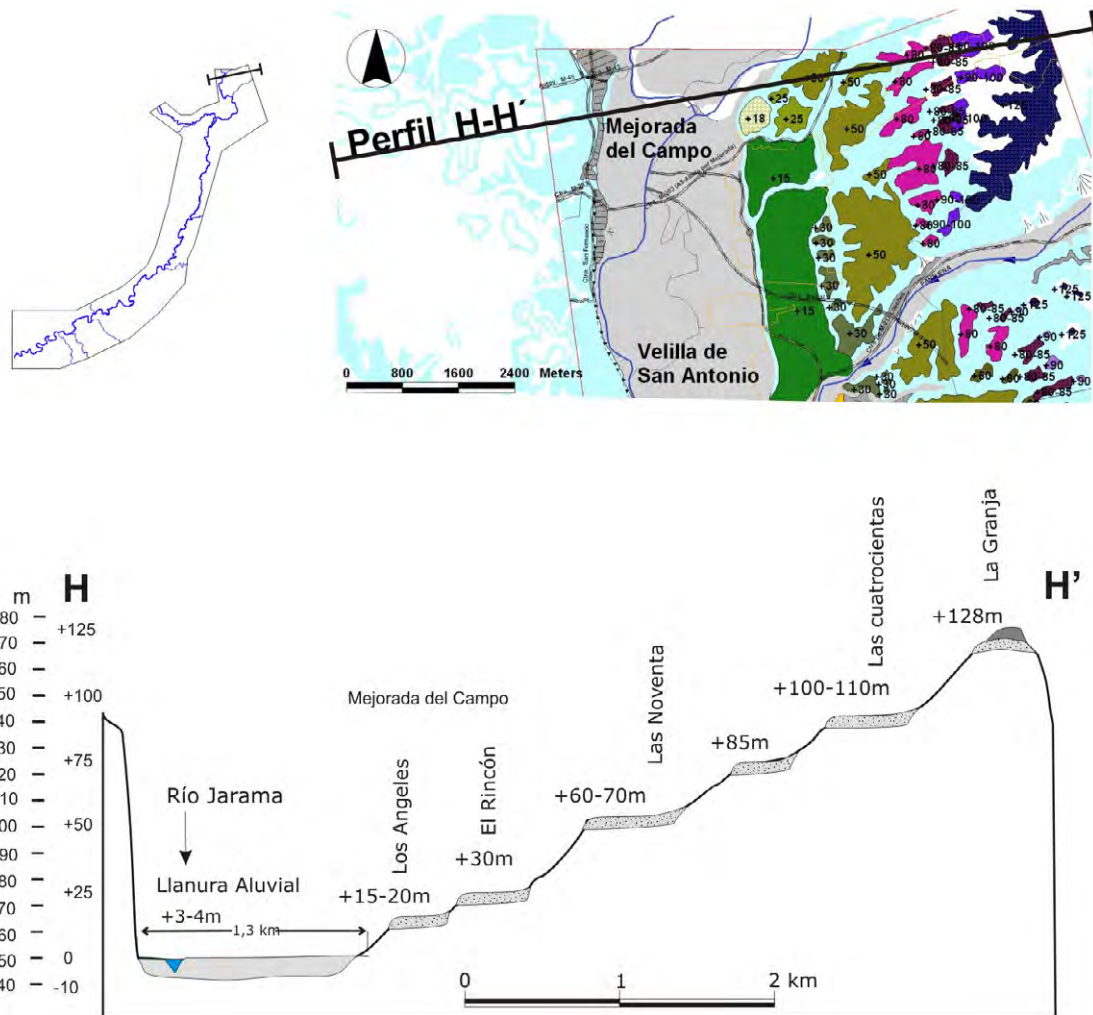


Figura 7.6. Perfil geomorfológico H-H', del valle del río Jarama, realizado a la altura de Mejorada del Campo.

medios de 4-5 cm, centilos de 16-17 cm y matriz de arenas muy gruesas. La geometría interna es difícil de identificar porque están intensamente deformadas y fracturadas por efecto de la disolución de las rocas evaporíticas infrayacentes.

De nuevo en la zona de cambio de facies, próxima a Aranjuez, se repite una secuencia de terrazas escalonadas similar a la ya descrita agua arriba en Mejorada del Campo, aunque no tan completa (fig. 7.8). También se trata de un sector del valle asimétrico, con representación de terrazas

escalonadas en la margen izquierda con cotas de +10m, +20m, +40m, +50m, +60m, +70m y +100m.

7.3.3 Tajo.

Los niveles de terraza cartografiados en el sector estudiado del valle del Tajo, tienen las siguientes cotas relativas sobre el nivel medio del cauce actual: +8m, +15m, +15-20m, +25-30m, +38m, +40m, +50-53 m, +60m, +65m, +70m, +75m, +80 m, +90 m, +100 m, +115 m, +125m y

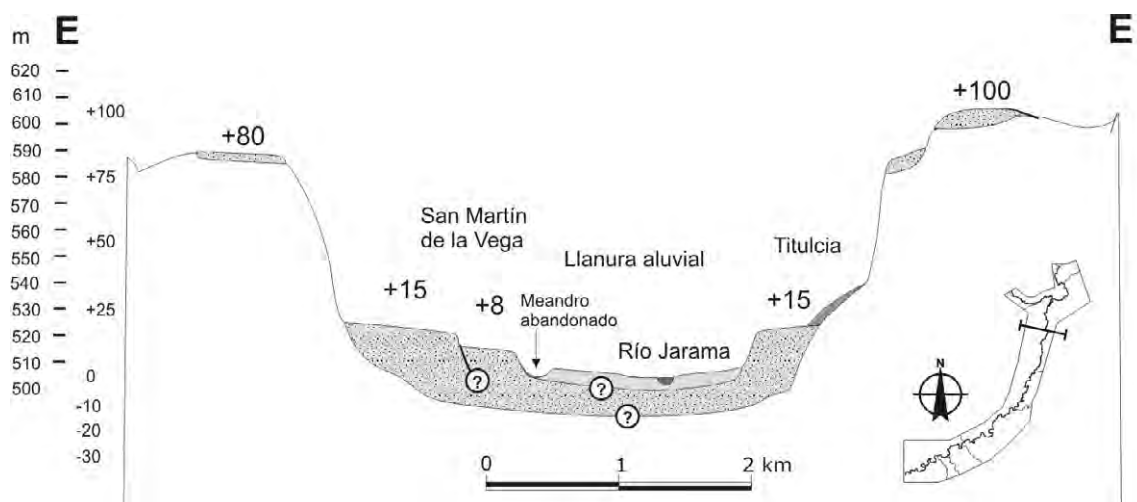


Figura 7.7. Perfil geomorfológico E-E', del valle del río Jarama, realizado entorno a San Martín de la Vega.

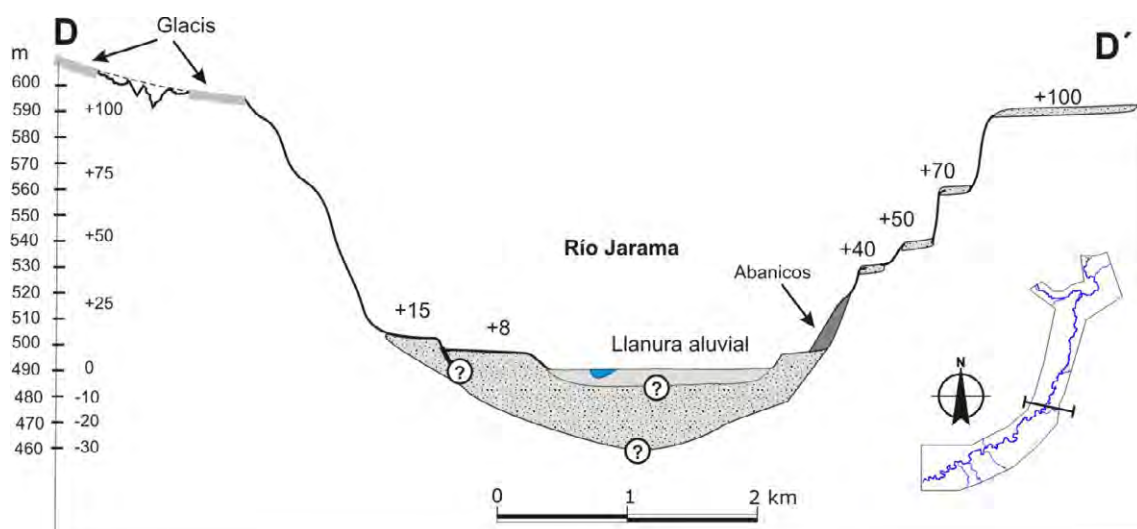


Figura 7.8. Perfil geomorfológico D-D', del valle del río Jarama, realizado a la altura de Titulcia.

+150 m (Pérez-González y Uribebarrea, en prensa) (tabla 7.4). El sustrato sobre el que descansan corresponde fundamentalmente a los sedimentos siliciclásticos del terciario y sólo en el extremo sur de la zona a rocas ígneas y metamórficas (fig. 7.9).

La mayor parte de las terrazas están conservadas en la margen izquierda, con una presencia más continuada que en el río Jarama. La secuencia más completa se encuentra en el sector comprendido entre los arroyos Martín Román y Algodor

(fig. 7.10). En esta posición encontramos representados 13 niveles de terraza, en cotas relativas de +8-10m, +15m, +15-20m, +25-30m, +40m, +50-53 m, +60m, +65m, +70m, +90 m, +100 m, +115 m y +125m.

Aguas abajo disminuye el número de terrazas hasta quedar únicamente testigos de la de +80m, que en las proximidades de Toledo está claramente controlada por una falla de orientación este-oeste que limita el paleozoico con los materiales de la

		R. Tajo	
		Aranjuez	Algodor-Toledo
CUATERNARIO	Holoceno	+3-5m +8m	+3-5m +8m
	Pleistoceno superior	+20m	+15m +15-20m +20m
		+40m	+30m +40m
		+60m +70m	+50m +60m +70m
			+80m
	Pleistoceno inferior	+100m	+100m
		+115m	+115m
			+125m

Tabla 7.4. Correlación de la secuencias de terrazas del río Tajo en la zona de estudio. Fuente: modificado de Pérez-González y Uribealrrea, en prensa.

cuenca terciaria. Al otro lado, en la margen derecha, sólo está representada la terraza de +22m conocida por el yacimiento arqueopaleontológico de Pinedo (fig. 7.11).

La composición litológica y textural, es semejante en todas las terrazas. Dominan los cantos de cuarcitas, sobre

otras litologías como cuarzo, caliza miocena, arenisca, sílex y rocas ígneas y metamórficas. Los cantos tienen una moda principal entre los 20 y 80 mm y en ocasiones el centilo puede estar en la fracción bloque (>250 mm). Las fracciones arenosas y/o fangosas de las terrazas pueden ser mayoritarias a techo de las secuencias fluviales, representando términos de llanura de inundación (*overbank*). Por su parte, la textura de gravas y arenas con estratificaciones cruzada planar o masiva corresponde a barras longitudinales, depósitos de lag, y/o rellenos de canales. Los espesores medidos nunca han superado los 8-10 m. En otros puntos las terrazas están dismanteladas quedando en superficie cantos, a menudo eolizados y sin matriz arenosa.

Un problema todavía no bien resuelto es la cronología y el significado paleoambiental de las terrazas fluviales en el interior de España. Como en el caso de las terrazas de los ríos Manzanares y Jarama, los hallazgos arqueológicos y faunísticos no aportan cronologías precisas (ver tabla 7.4).

Entorno a la ciudad de Toledo son conocidos desde hace décadas faunas e industrias de estas terrazas, particularmente de Pinedo (+25-30 m), e inmediatamente aguas abajo de Toledo, Salchicha Inferior, Buenavista inferior, Campo de Tiro, Polígono industrial de Toledo, todas ellas a +40 m, Valdelobos superior a +60m y el Salto de la Zorra

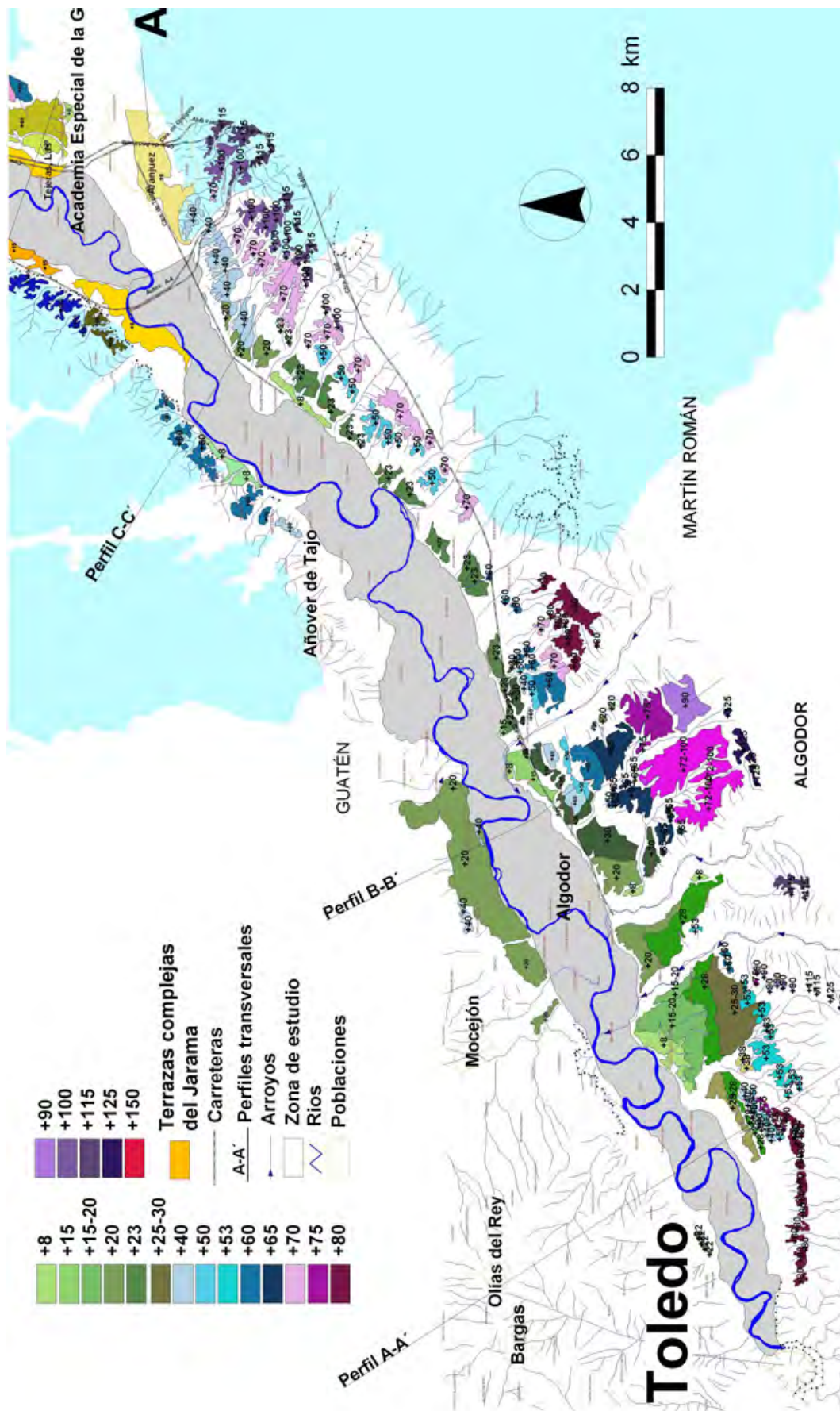


Figura 7.9. Terrazas escalonadas del río Tajo en la zona de estudio.

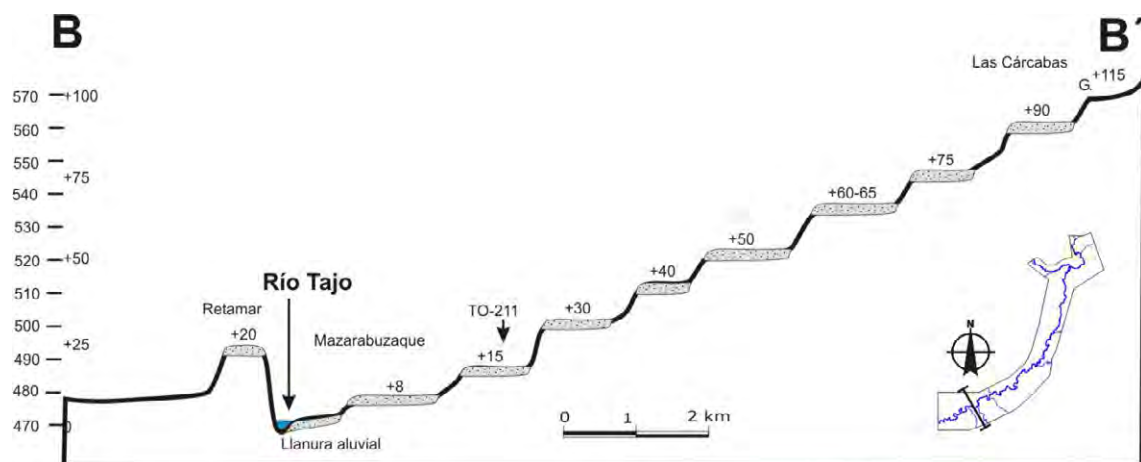


Figura 1 7.0. Perfil geomorfológico B-B', del valle del río Tajo, realizado entre los arroyos de Algodor y Martín Román, aguas arriba de Toledo.

a +75-80 m (Martín Aguado 1963a y b; Aguirre, 1964, 1968 y 1969, Alférez, 1977 y 1978; Querol y Santonja, 1979; Soto, 1979, Sesé y Soto, 2000 y Sesé et al., 2000 y 2004).

La terraza del Salto de la Zorra (+75-80 m) se le ha asignado una cronología del Pleistoceno inferior por la presencia de *Equus stenonis ssp.*, ya que la terraza de Valdelobos superior, a +60 m, contiene *Mammuthus meridionalis* que podría corresponder al final de Pleistoceno inferior o al comienzo del Pleistoceno medio. Aguas arriba del Fuentidueña de Tajo (en la autopista Madrid-Valencia), una terraza a +60-65 m, subsidente sinsedimentariamente, presenta una polaridad normal, atribuida al periodo Brunhes (Pérez-González, 1994), por lo que la terraza de Valdelobos (+60m), en Toledo, podría ser posterior a 780 ka, o situarse en el límite Pleistoceno inferior-medio (estadio isotópico 19) (Pérez-González y Uribe Larrea en prensa).

Las terrazas a +40 m con

Allocricetus bursae, *Microtus brecciensis*, *Hippopotamus amphibius*, *Dolichodoricerus savini* y *Mammuthus trogontheri*, pertenecen al Pleistoceno medio. La terraza de Pinedo, en la margen derecha aguas arriba de Toledo, a +22m, tiene en sus barras de gravas fluviales industria achelense y un conjunto faunístico definido por *Elephas* (*Palaeoxodon*) *antiquus*, *Equus* sp y *Cervus* cf. *elaphus* atribuibles al Pleistoceno medio (Querol y Santonja, 1979). (Rus et al. (1993), citan el hallazgo de un *P. antiquus* e industria achelense en una terraza equivalente a Pinedo, en la carretera de Villasequilla de Yepes.

La terraza más joven (a + 15-20 m) debe adscribirse al entorno del límite Pleistoceno medio-superior (128 ka) y la más reciente (+4-6 m) claramente Pleistoceno superior. Aunque los datos disponibles son fragmentarios (Sesé et al., 2000 y 2004, Ruiz Zapata et al. 2004), las asociaciones de micro y macromamíferos antes relatadas, indican un clima templado, de medios abiertos con



Figura 7.11. Aspecto actual de la terraza del río Tajo de +22m que alberga el yacimiento arqueopaleontológico de Pinedo (Querol y Santonja, 1979).

zonas boscosas, aunque Pinedo señala un ambiente más cálido y húmedo que el actual. De la terraza más reciente (+4-6 m), se dispone de una secuencia polínica, a su techo, en facies de *overbank*, de 170 cm de espesor que define paisajes abiertos, hacia condiciones más secas y frías, con aumentos progresivo del taxón *Pinus* (Pérez-González y Uribe Larrea, en prensa).

7.3.- Terrazas de respuesta compleja de los ríos Manzanares y Jarama.

Las terrazas afectadas por procesos de subsidencia sinsedimentaria por disolución del sustrato evaporítico infrayacente, generan dispositivos geomorfológicos y sedimentológicos de cierta complejidad, lo que las sitúa en la categoría de terrazas de respuesta compleja de Schumm, (1977). En ocasiones los depósitos fluviales más modernos se pueden situar sobre los más antiguos, presentando un dispositivo

conocido como terraza invertida. En los ríos Manzanares y Jarama, el fenómeno de subsidencia tiene un claro control litológico, donde la disolución del sustrato evaporítico bajo los depósitos fluviales produce un karst subyacente y la subsidencia sinsedimentaria de estos depósitos. La disolución del sustrato evaporítico infrayacente a la llanura de inundación en diferentes momentos del Cuaternario, genera un megasistema subsidente en karst cubierto por depósitos aluviales, con continuos hundimientos de la llanura aluvial que el sistema fluvial trata de contrarrestar mediante la agradación vertical, y el consiguiente engrosamiento de los niveles aluviales. El relleno aluvial estará compuesto por la superposición niveles con distintas facies sedimentarias en función de su posición respecto a las zonas subsidentes y de la complejidad en la evolución espacio-temporal del sistema (Benito et al, 1996).

Existen numerosos ejemplos de subsidencia sinsedimentaria y postsedimentaria, en llanuras de inundación y terrazas aluviales debidas a la disolución de un sustrato soluble (ver Benito et al, 2000). En España este tipo de procesos han sido descritos en los ríos Jarama (Pérez-González, (1971), Gállego (Benito, 1989; Benito y Casas, 1987; Benito et al. 1995, 1996, 1998 y 2000), Ebro (Lerános, 1993), Tajo (Pinilla et al., 1995b), Alframbra (Gutiérrez et al. 1985, Moissenet, 1993), en el sistema fluvial Jalón - Jiloca (Gutiérrez, 1994 a

y b, 1996) en la cuenca de tipo graben de Calatayud (Gutiérrez, 1995, 1998 y 2005), en la depresión del Ebro (Arauzo y Gutiérrez, 1994; Gutiérrez y Arauzo, 1995 y Gutiérrez, 1998 y 2005).

En nuestra zona de estudio el proceso de subsidencia por disolución del sustrato infrayacente aparece únicamente en el valle del río Manzanares desde aguas arriba de Perales del Río hasta la confluencia con el Jarama y en éste último desde Velilla de San Antonio hasta el norte de Aranjuez, poco antes de la confluencia con el río Tajo, es decir, en la zona con sustrato evaporítico. Es un proceso que no se desarrolla por igual en toda la secuencia de terrazas. Como ya se ha indicado las terrazas en cotas superiores a +40m, aguas abajo del sustrato evaporítico, siguen siendo planos escalonados, con un espesor no superior a los 6 ó 7 m, (Pérez-González, 1980). Este dispositivo escalonado no se conserva para las terrazas por debajo de +40m, que aguas abajo de Mejorada del Campo para el río Jarama y al sur de Madrid para el río Manzanares, terminan confundiéndose en una sola por inversión y superposición de los niveles aluviales más recientes. Esta inversión ocasiona el engrosamiento de los depósitos aluviales que pueden ser superiores a los 30 ó 40 m en la llanura aluvial de Arganda y a cambios en las litofacies de los sedimentos fluviales depositados (Pérez-González, 1994).

En la zona de estudio, la formación de terrazas engrosadas se ha atribuido a procesos de actividad neotectónica cuaternaria, especialmente al inicio del

Pleistoceno medio, una vez depositado el nivel de +60-70 m (Silva, 1988 y Silva et al, 1988 a y b). También se han descrito como respuesta a un incremento en la subsidencia tectónica aguas abajo (Alonso y Garzón, 1994).

7.3.1 Manzanares

El sistema de terrazas escalonadas del río Manzanares da paso a un sistema de terraza compleja aproximadamente a partir de la confluencia del arroyo Butarque, al sur de Madrid. Es muy probable que las terrazas a +25-30 m (San Isidro), +18-20 m y +12-15m (La Gavia), todas ellas muy bien representadas entre el arroyo de los Meaques en Madrid y el arroyo de Butarque, se encuentren en la zona de Perales del Río y Vaciamadrid hundidas y superpuestas las más recientes a las más antiguas (Pérez-González, 1994). En este sector del valle se distinguen 3 niveles de terraza, a +3-4 m (llanura actual), +12-15 m y +18-20 m (fig. 12), donde la diferencia de cotas de los dos últimos se debe exclusivamente a la acción erosiva del río, sobre sus propios depósitos, lo que ha determinado un escarpe con valor morfológico (Vegas, et al. 1975). El depósito fluvial completo se ha denominado como “terrazza compleja de Butarque”, que engloba a la de +20m y +12-15 m, aunque esta última podría estar representada únicamente por un plano de erosión (Pérez-González y Uribebarrea, 2003). Esta terraza está formada sobre

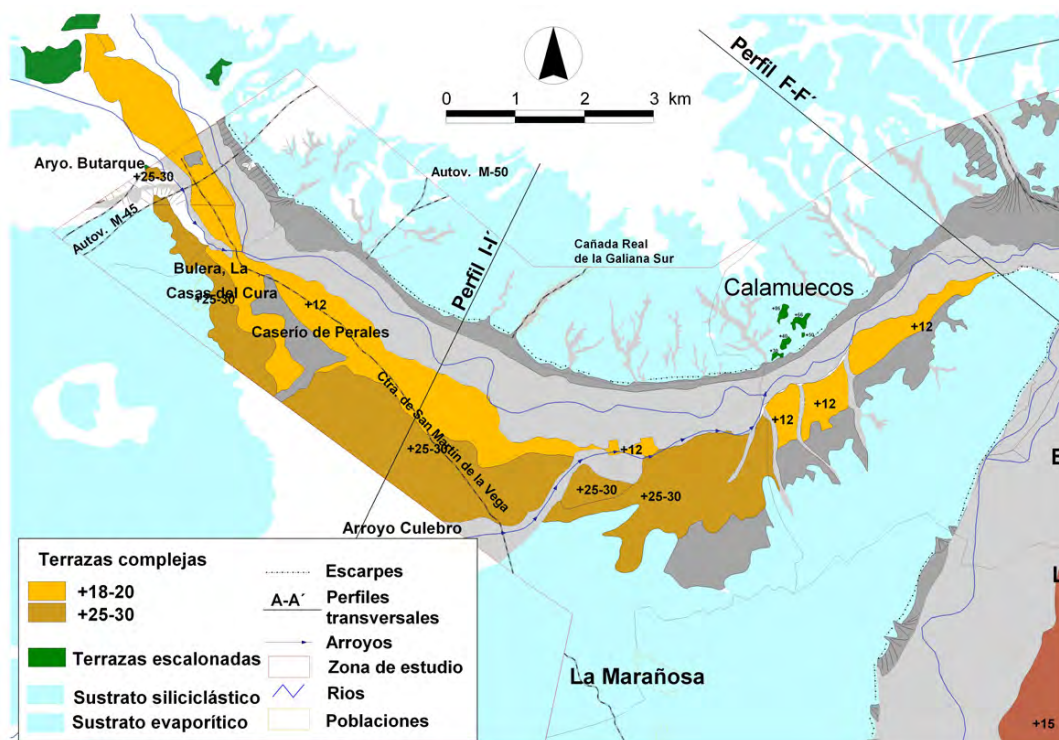


Figura 7.12. Sistemas de terrazas escalonadas y de respuesta compleja del río Manzanares.

todo por arenas feldespáticas y arcillas verdes en bancos o niveles de gran extensión lateral. Las gravas, en menor proporción y distribución variable, están compuestas, por orden de importancia, por cuarzos, granitos, sílex o pedernal, otros ígneos y metamórficos (Vegas, et al. 1975).

En la terraza de +18-20 m, Arche (1983) y Carrillo y Arche (1986) definen tres grandes tipos de unidades sedimentarias en función del tamaño de clasto. La primera y más abundante corresponde a gravas, con tamaños medios de 8 cm y centilo de 35 cm, que forman conglomerados clasto sostenidos con algo de matriz arenosa y localmente imbricados. Estas gravas, de 2,5 m de potencia, se disponen en superficies de

acreción lateral muy continuas (>200 m) y 2.5 m de espesor, con la base plana y erosiva y techo irregular a ondulado, (fig. 7.13 a y b). Las arenas, de tamaño medio a grueso, forman cuerpos de varias decenas de metros de longitud y no más de 1,3 m de potencia. La estructura interna dominante corresponde a la estratificación cruzada en surco, con formas de erosión y relleno, y escape de fluidos. Por último los limos y arcillas presentan 3 tipos de facies: 1) secuencias repetitivas finas (3 cm) de arena muy fina, limos y arcillas con *ripples* trepadores, laminación paralela y cuerpos masivos, lateralmente muy continuos; 2) limos y arcillas dispuestos en cuerpos masivos (<1 m) con niveles de raíces y restos de plantas; y 3) rellenos de canales abandonados. (fig. 7.13c).

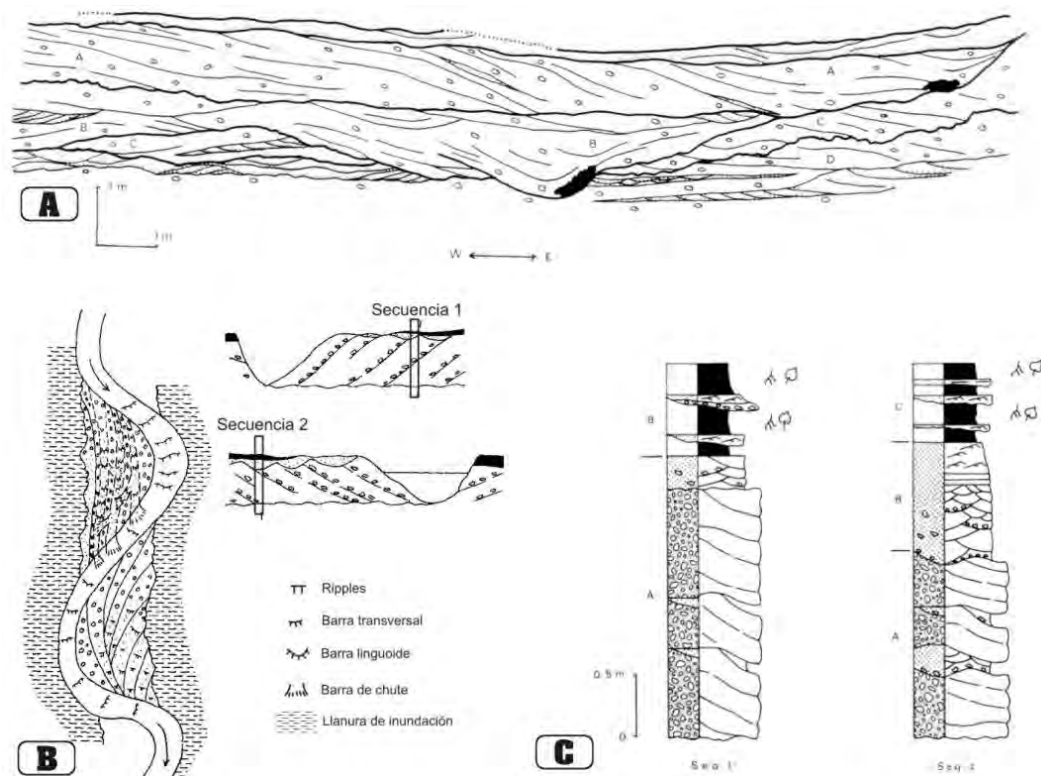


Figura 7.13. A, Detalle de las superficies de acreción lateral en un afloramiento en la terraza +18-20m del río Jarama, entre La Poveda y Velilla de San Antonio. B, Modelo de crecimiento de una barra de punta de gravas actual del río Jarama, con la formación de deltas aguas abajo de los canales de crecida. C, Secuencias tipo derivadas del modelo anterior. Fuente: Arche (1983)

Silva, (2003) describe un nivel de terraza engrosada a una cota relativa de +16-22 m, (TCMZ) que se encuentra constituida por al menos cinco secuencias fluviales de tipo meandriforme (Mz). Sobre ellas se solapan a doble vertiente niveles mixtos desde los +15 a los +8 m que poseen un carácter (más) *braided* (Mx) (fig. 7.14). Este autor considera que los diferentes episodios Mz poseen el rango de unidades morfosedimentarias y pueden distinguirse al menos cinco de ellos en todo el Valle inferior del Manzanares. También indica que en la arquitectura de esta terraza compleja participan muy significativamente los aportes laterales procedentes de los afluentes Butarque y

Culebro, de los escarpes en yesos y de los propios sistemas de terrazas. Propone un modelo evolutivo claramente controlado por la tectónica y describe numerosos ejemplos de paleosismicidad en los sedimentos de terraza.

Al igual que las terrazas escalonadas descritas anteriormente, la cronología está basada fundamentalmente en hallazgos paleontológicos y arqueológicos, que en la mayor parte de los casos son poco precisos. En esta “terrazza compleja de Butarque”, se ha encontrado una asociación de microvertebrados en el yacimiento Arriaga I, que indican una edad para los depósitos del Pleistoceno medio final (Sesé y Soto, 2000), y por encima, Arriaga II, restos

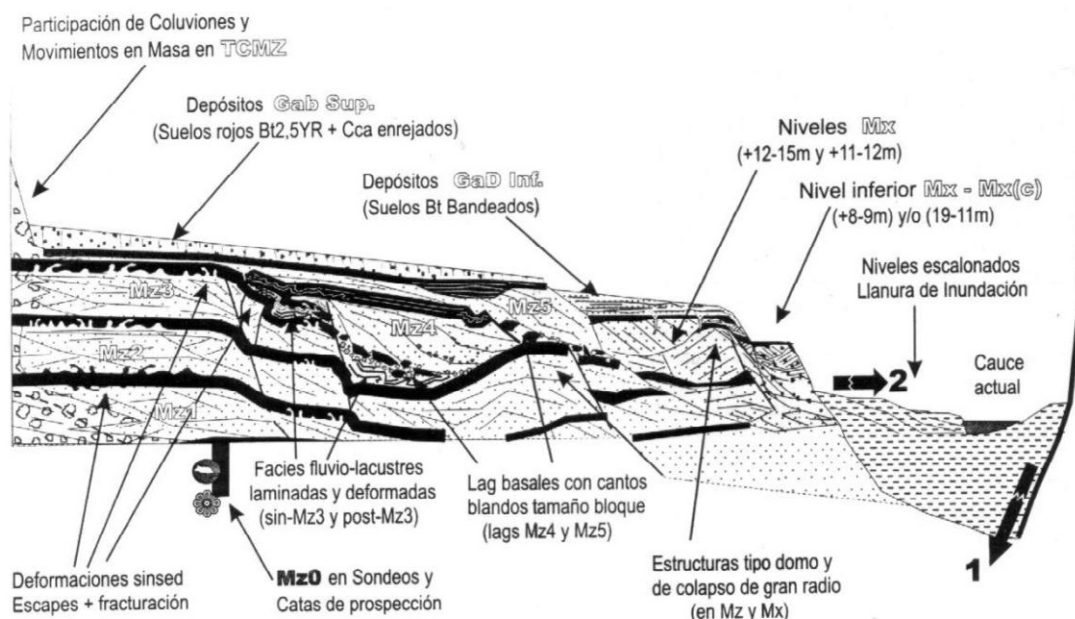


Figura 7.14. Corte esquemático (no a escala) representando las relaciones estratigráficas y geomorfológicas entre las distintas secuencias fluviales que componen la terraza compleja del Manzanares (TCMZ) (Niveles Mz), niveles de terraza inferiores solapados (Niveles Mx), sistemas de glaciares y abanicos superiores (GaB Sup), glaciares y derrames inferiores (GaD Inf) y llanura de inundación actual. Se indica la posición de los yacimientos de microvertebrados y estudios polínicos existentes hasta la actualidad. 1: procesos de subsidencia a favor de los escarpes en yesos. 2: basculamiento y migración general de los sistemas de terrazas. Fuente: Silva 2003.

de *Elephas antiquus* e industrias líticas atribuibles a una edad similar (Rus, 1983 y Rus y Vega, 1984). Por otro lado, los datos arqueológicos y paleontológicos (Gamazo, 1982 y Santonja y Vila, 1990) muestran que a depósitos con industria del Achelense medio muy evolucionado o superior con una asociación de grandes mamíferos (*Paleoloxodon antiquus*, *Equus caballus torralbae*), se solapan en el arroyo del Culebro otros niveles del Pleistoceno superior con *Coelodonta antiquitatis*=*Megaceros giganteus* (Pérez-González, 1994).

En relación con la descripción del nivel de terraza engrosado (TCMZ) (Silva, 2003) elabora una amplia recopilación del registro bioestratigráfico publicado, que relaciona con las distintas unidades

identificadas, todas ellas correspondientes al Pleistoceno superior.

7.3.2 Jarama

El paso del sistema de terrazas escalonadas a complejas en el río Jarama ocurre aproximadamente entre Mejorada del Campo y Velilla de San Antonio (fig. 7.15). Aguas abajo de esta última localidad, las terrazas situadas por encima de +40m permanecen escalonadas, y por debajo de esa cota tan solo se reconoce un único paquete aluvionar de unos 20 m de espesor (fig. 7.16) (Pérez-González, 1994). Este sistema de terrazas complejas se mantiene a lo largo del río Jarama hasta poco antes de la confluencia con el Tajo en Aranjuez. En la terraza compleja

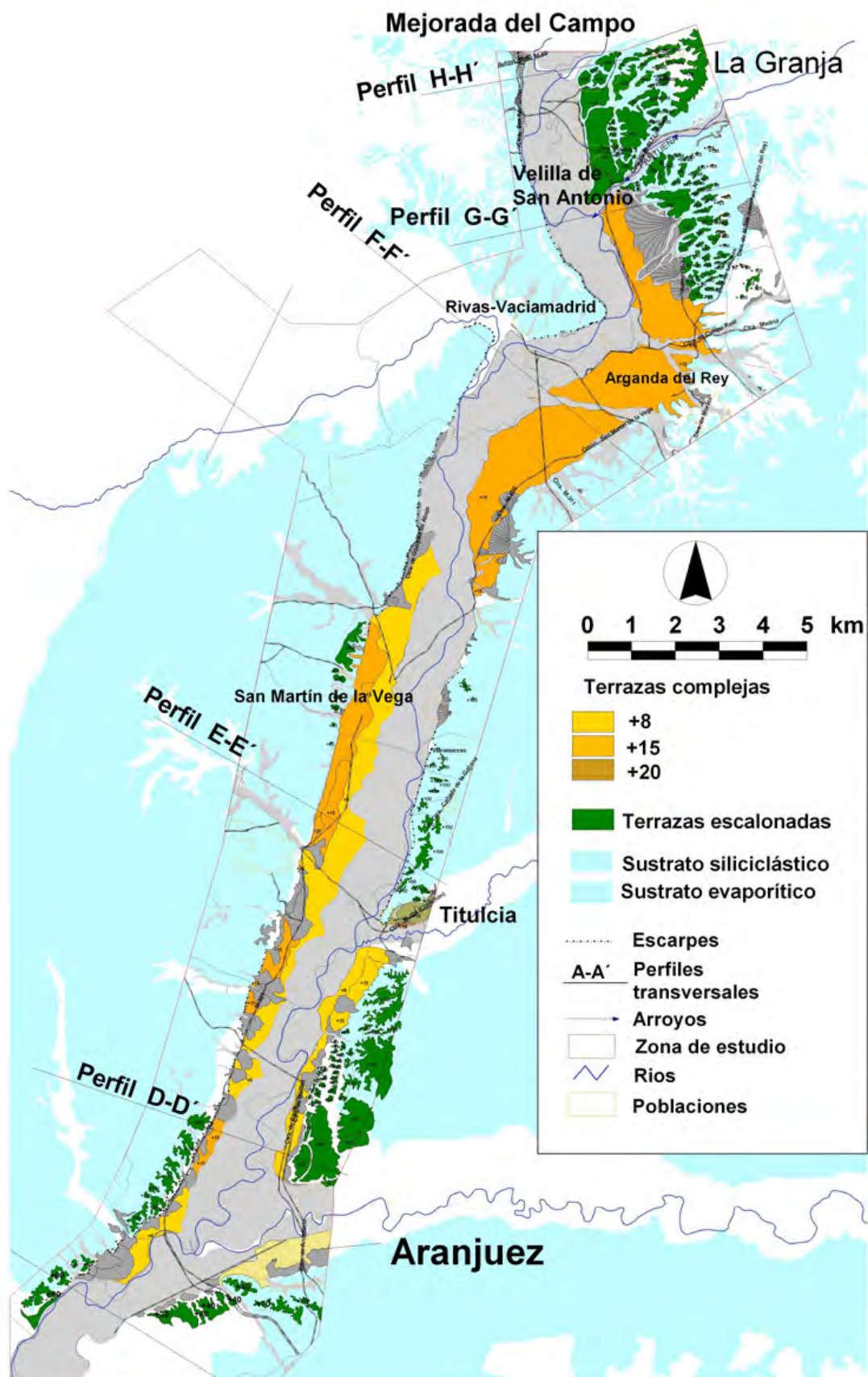


Figura 7.15. Sistemas de terrazas escalonadas y de respuesta compleja del río Jarama.

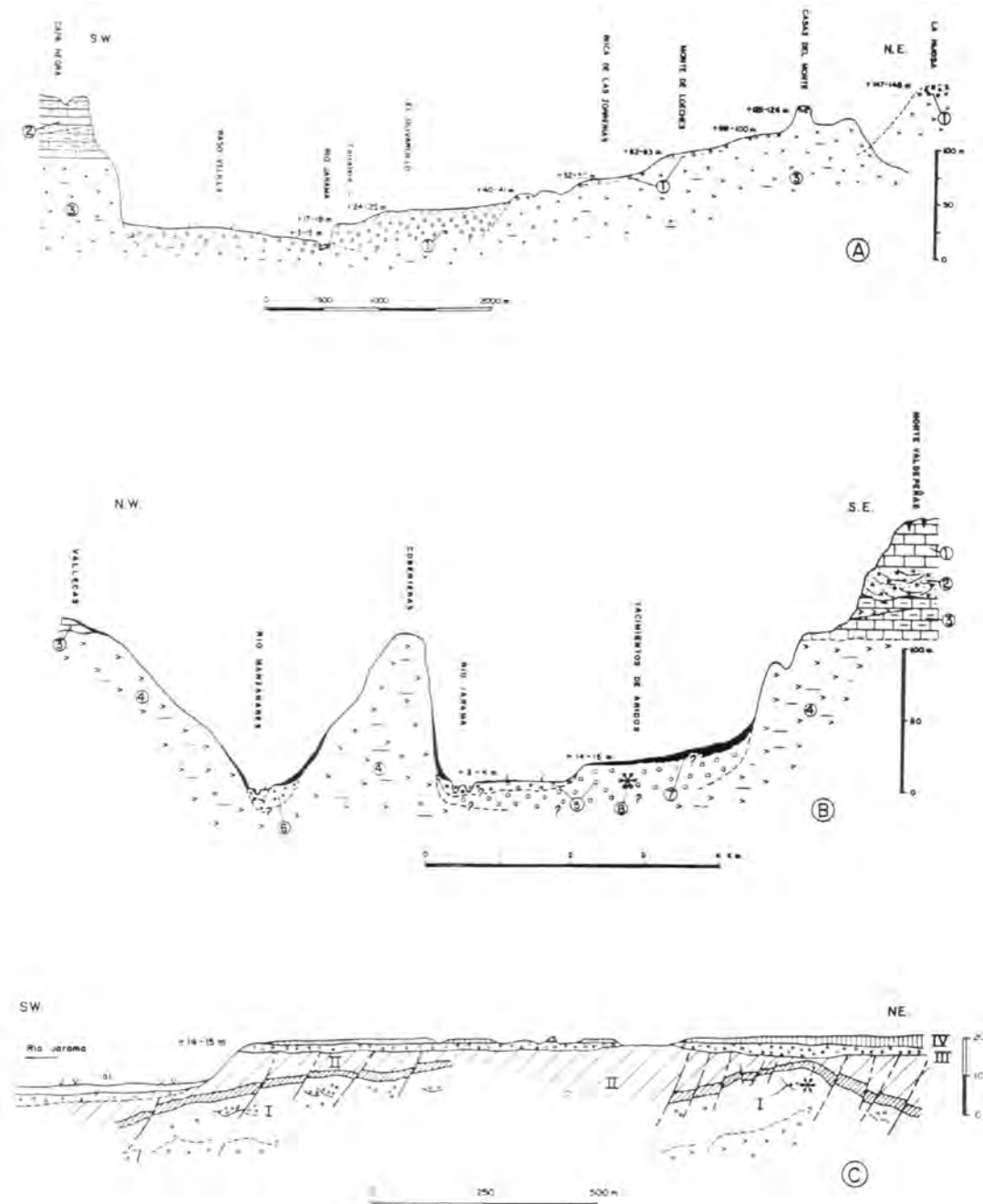


Figura 7.16. Hundimiento e inversión de las terrazas del río Jarama, aguas abajo de Mejorada del Campo (Pérez-González, 1980). Explicación de las figuras. A: 1: Terrazas pleistocenas, 2 y 3: calizas, margas y yesos miocenos. B: 1: calizas del páramo de la Alcarria, 2: gravas y arenas de las facies fluviales intramiocenas, 3 y 4: calizas, margas y yesos miocenos, 5: terrazas hundidas de la Llanura aluvial de Arganda y facies de gravas, arenas y limos de la llanura de inundación, 6: arenas y arcillas de las terrazas hundidas del río Manzanares, 7: productos de origen lateral, 8: yacimiento del paleolítico inferior de Áridos. C: I, II y III y IV, geometrías de relación de los depósitos aluviales hundidos y superpuestos de Arganda I, II, III y IV, en el entorno de los yacimientos de Áridos, en Arganda (Madrid). Fuente: Pérez-González, (1994).

del Jarama están solapados los niveles de terraza +8m, +15 m y +20 m que se alternan en el valle siempre de forma asimétrica. La llanura aluvial actual está encajada en esta terraza compleja. Pérez-González (1971) definió la estratigrafía de esta terraza en el conocido yacimiento Áridos en el término municipal de Arganda, que agrupó en las siguientes cuatro unidades cronoestratigráficas:

7.3.2.1 Arganda I.

Dunas y ripples de arena feldespática fina a gruesa, con estratificación cruzada en cuña y festoneada, que alternan con barras de grava en tamaños medios de 20-40 mm y centilo en el intervalo de canto, con abundante matriz arenosa. Las gravas están compuestas litológicamente por cuarcita, cuarzo y débiles porcentajes de sílex, ocasionalmente sepiolita. A techo limos areno-arcillosos o arcillo-arenosos con colores gris brillante (5Y 7/2) o gris verdoso brillante (5Y 6/2) con escasos cuerpos lenticulares arenosos. Esta unidad está deformada y fallada.

El yacimiento arqueopaleontológico Áridos, atribuido al Achelense, sitúa esta unidad basal de la terraza compleja de +15-20 m en el Pleistoceno medio-superior (Pérez-González, 1980)

7.3.2.2 Arganda II.

Reposa en discordancia erosiva y débilmente angular sobre Arganda I. Son gravas de cuarcita y cuarzo con tamaños que se acumulan en las clases

20-40 y 40-60 mm y centilo en la fracción bloque. Presentan estratificación cruzada a gran escala y están abundantemente manchados los cantos por óxido de manganeso, señalando en éstos casos especialmente la laminación. La matriz arenosa en las barras de gravas puede alcanzar valores superiores al 20%. El número, espesor y extensión horizontal de los niveles arenosos intercalados, son reducidos y escasos. Al igual que Arganda I, esta unidad también está deformada y fallada.

7.3.2.3 Arganda III.

Se dispone en fuerte discordancia angular y erosiva sobre las unidades precedentes, Arganda I y II. Son barras fluviales con cantos de composición litológica parecida al nivel anterior y con escasa matriz arenosa. La composición granulométrica no es tan gruesa como Arganda II, y se concentran sus tamaños preferentemente en el intervalo 20-40 mm, con una segunda moda de 40-60 mm, y centilo en fracción bloque, pero con dimensiones de eje mayor algo inferior al de Arganda II. En esta unidad no se han observado los procesos de fracturación y deformación que han afectado a los niveles anteriores. Se apoya indistintamente sobre Arganda I y II. Su espesor puede alcanzar los 4-5 m.

7.3.2.4 Arganda IV.

Está formada por materiales posteriores a la formación de la terraza

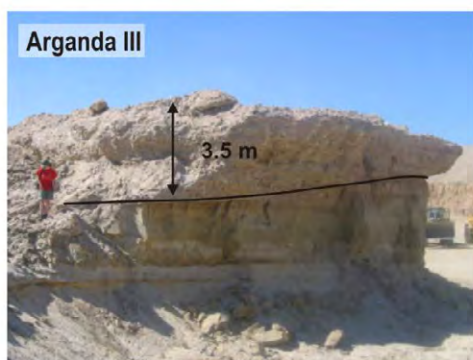
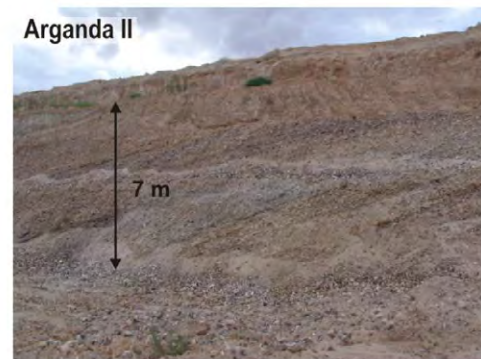
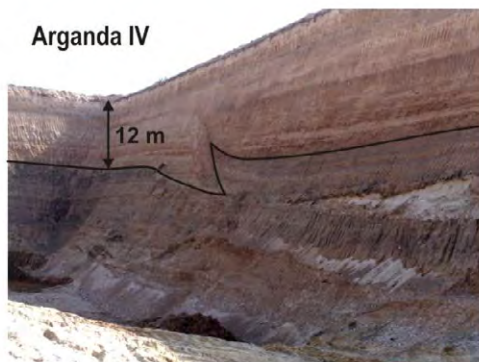
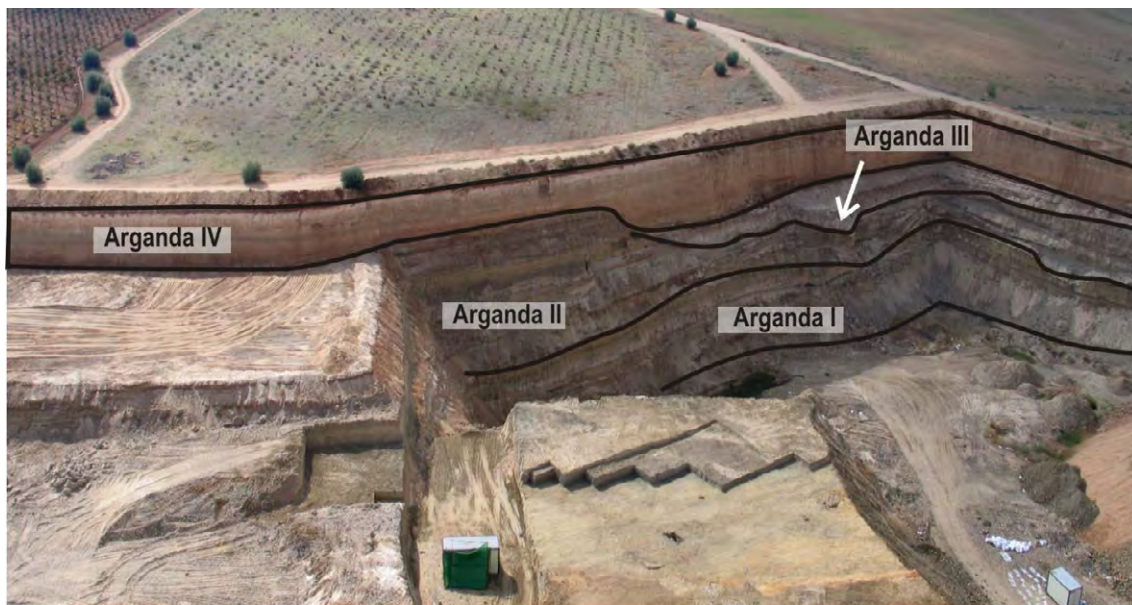


Figura 7.17. Secuencia litoestratigráficas definidas por Pérez-González, (1971), Arganda I, II, III y IV en la terraza compleja +12-15 m del río Jarama. Arriba se puede ver la relación geométrica entre las cuatro. Fotografía cedida por Joaquín Panera y Susana Rubio. Abajo fotos de afloramientos de cada una. Fotografía: David Uribe Larrea.

aluvial. En la zona del yacimiento Áridos esta unidad alcanza los 5 metros de espesor y está coronada por una tierra parda caliza, que contiene restos cerámicos eneolíticos. En aquellas zonas cercanas al pie de los relieves terciarios que enmarcan la terraza, se pueden encontrar potentes depósitos coluvio-aluviales. También se han depositado acumulaciones de arenas de origen eólico. Estas arenas parecen cerrar el ciclo morfoclimático más reciente.

Entre estas 4 unidades hay lagunas sedimentarias y varios periodos de deformación. La deformación y fracturación más intensa ocurrió con posterioridad al depósito de la unidad litoestratigráfica Arganda II, tras el cual se deposita Arganda III, sobre una nueva superficie de erosión plana y horizontal. La secuencia culmina con el depósito de Arganda IV por encima de Arganda III (fig. 7.17).

7.4.- Procesos de disolución y formación de las terrazas complejas en los ríos Manzanares y Jarama.

Las llanuras aluviales de los ríos Manzanares y Jarama en la zona de estudio, se encuentran sobre depósitos de terraza compleja de edad Pleistoceno, y por tanto podrían estar afectadas por los procesos de hundimiento. En otros registros aluviales afectados por la subsidencia sinsedimentaria, se ha observado que la subsidencia controla la dinámica del sistema fluvial (Gutiérrez, 1996). Desde el

punto de vista de la evolución reciente, uso y gestión de la llanura aluvial, la presencia de depósitos fluviales complejos bajo la llanura de inundación tiene una serie de implicaciones importantes. En primer lugar el registro fluvio-sedimentario holoceno puede tener una evolución espacio-temporal compleja, si está afectado por estos procesos. Desde un punto de vista hidrológico, un depósito fluvial de más de 30 metros de espesor, conectado hidrogeológicamente con la llanura aluvial, alberga un acuífero detrítico importante. La disponibilidad de agua subterránea permite el cultivo de regadío incluso en periodos de sequía y, por tanto, el uso intensivo de los suelos de la llanura. Por otro lado, estos espesores de depósitos aluviales, favorecen la minería de áridos naturales en profundidad, disminuyendo la expansión de esta actividad en superficie (Uribelarrea, 1998).

De lo indicado anteriormente, se concluye que en la zona de estudio no es posible considerar la llanura aluvial holocena de forma independiente del conjunto aluvial Pleistoceno, particularmente en los sectores donde las terrazas están afectadas por subsidencia y engrosamientos. En estos casos, sin llegar a profundizar en la sedimentología y estratigrafía de las terrazas pleistocenas complejas, si se ha tenido en cuenta la geometría en profundidad y los mecanismos locales de formación de los engrosamientos que, a priori también pueden afectar a la llanura aluvial.

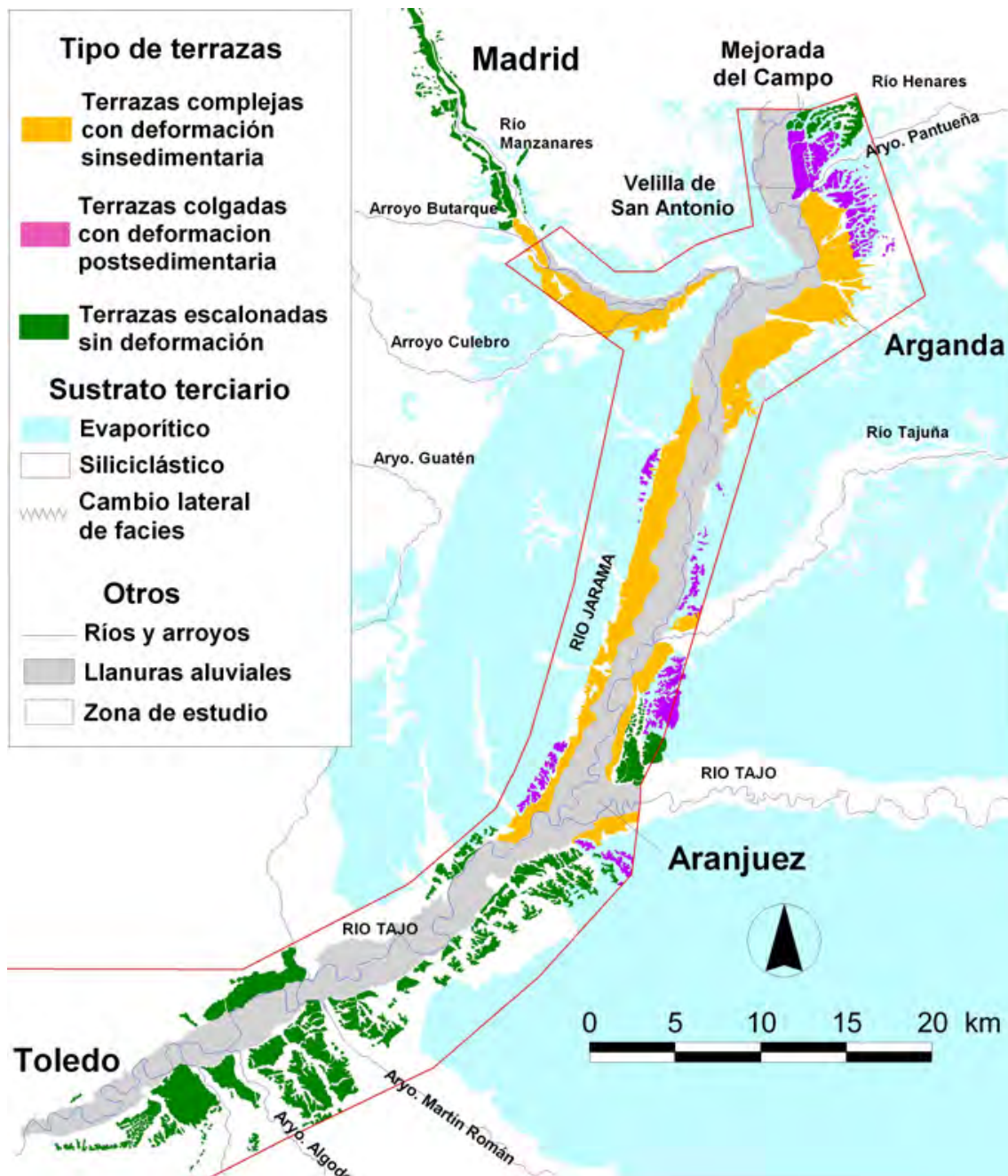


Figura 7.18. Distribución por tipo y procesos de las terrazas en los ríos Manzanares, Jarama y Tago entre Madrid y Toledo. Terrazas climáticas escalonadas sobre sustrato siliciclástico. Terrazas escalonadas sobre sustrato evaporítico, con deformaciones postsedimentarias. Terrazas complejas, sobre sustrato evaporítico y **mapa 7.2 en Anexo I.**

Se ha observado en primer lugar que la combinación del mapa litológico con la disposición de las terrazas fluviales muestra claramente la relación directa entre la presencia de un sustrato evaporítico y el desarrollo de terrazas complejas (fig. 7.18 y Mapa 7.2 del Anexo II). Todas las terrazas dentro de la zona evaporítica presentan deformaciones asociadas a hundimientos, mientras que aquellas situadas sobre sustratos terciarios siliciclásticos, no están ni engrosadas ni deformadas. Parece claro por tanto que el proceso de hundimiento está controlado principalmente por la litología y que nos encontramos ante un karst en yesos cubierto por un sistema aluvial. En el desarrollo de este tipo de karst en yesos, los factores físico-químicos que controlan la disolución están directamente relacionados con una serie de factores geológicos (litología, estratigrafía, etc.) y ambientales (precipitación y temperatura) (ver Gutiérrez y Gutiérrez, 1998). En la zona de estudio, a falta de datos más precisos se puede decir que la disolución alcanzó su máxima intensidad durante la formación de las terrazas de +30 y +15 (Pleistoceno medio-superior) en el Jarama y las de +12 m y +18-20m en el Manzanares (Pleistoceno superior) (Pérez-González, 1971). Otras variables, como la estructura o la tectónica, podrían influir en la distribución del proceso, marcando las zonas preferentes de disolución.

Por otro lado se ha comprobado en campo, que la intensidad del proceso kárstico, es coherente con el cambio

gradual de litologías y por tanto con la proporción de rocas evaporíticas. Hemos diferenciado dos tipos de karst cubierto, que llamaremos de transición en las zonas de cambios de facies y karst cubierto en zonas con dominio del sustrato evaporítico.

7.4.1 Karst de transición. Zona de cambio de facies.

El afloramiento de las rocas evaporíticas en la cuenca del Tajo es gradual, mediante cambio lateral de facies desde los términos finos del sistema de abanicos aluviales miocenos. En la zona de estudio este cambio de facies se encuentra al norte en la confluencia de los ríos Henares y Jarama, y del río Manzanares y el arroyo Butarque, y al sur en la confluencia del río Jarama con el Tajo (ver fig. 7.18). En estas posiciones se observa la disposición alternante de niveles centimétricos de arcilla y yeso en igual proporción, que se disponen horizontales a lo largo de centenares de metros (fig. 7.19). Al menos los niveles de terraza del río Jarama por encima de +30 m, en Mejorada del Campo, presentan deformaciones postsedimentarias que alteran de manera notable su geometría interna (fig. 7.20). En niveles de terraza más bajos esta deformación parece más intensa, con colapsos y fallas, e incluso sinsedimentaria porque hay superposición de varias fases fluviales con deformaciones progresivamente menores hacia techo (fig.

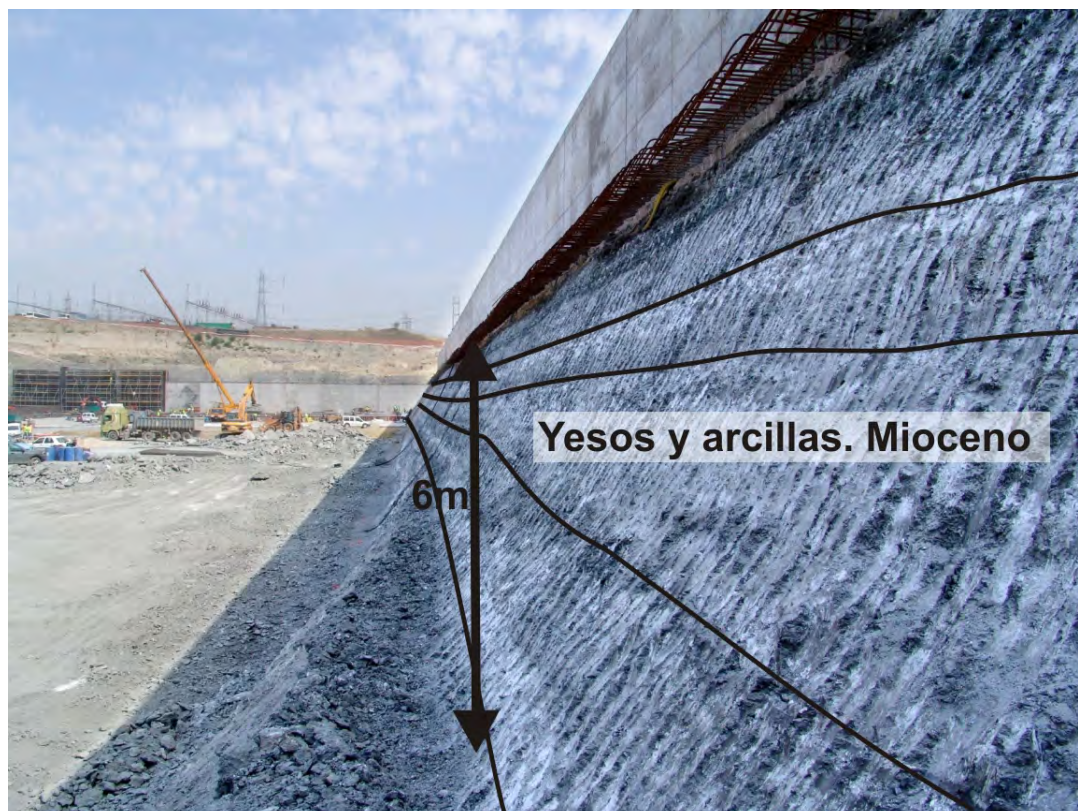


Figura 7.19. Sustrato mioceno en zona de cambio de facies siliciclásticas a evaporíticas. Formado por la alternancia de capas de arcilla y yeso. EDAR Butarque, Madrid.

7.21). En los dos casos los niveles de terraza no se apoyan directamente sobre el sustrato terciario, sino que lo hacen sobre una banda continua de arcillas, de entre 0.5 a 8 m de espesor. Por debajo, el sustrato terciario con alternancia de arcillas y yesos, aparece completamente inalterado, sin deformaciones ni fracturas. Interpretamos por tanto que esta banda arcilla es el residuo kárstico de la disolución del sustrato terciario en la zona de cambio de facies. El resultado es una pérdida de volumen parcial y el apilamiento de las diferentes capas de arcilla hasta formar un único paquete entre el sustrato terciario inalterado y el depósito fluvial engrosado (fig. 7.22). Las observaciones de campo

apuntan a que la disolución ocurre desde el muro de la terraza hacia el sustrato terciario, a través de este residuo kárstico. Así, la estructura interna del llamado residuo kárstico es masiva en la mitad superior y progresivamente más ordenada hacia el muro. Cerca del contacto con el sustrato terciario se aprecia claramente la laminación de la arcilla (fig. 7.23). El espesor de la banda de arcillas o residuo kárstico es directamente proporcional a la potencia del depósito fluvial situado por encima. Así, bajo la terraza compleja de +18-20 m, el residuo de la disolución supera los 6-7 metros, bajo la terraza de +8 m tiene un espesor de 0,6m y bajo la llanura aluvial del Manzanares sólo 0,4 m

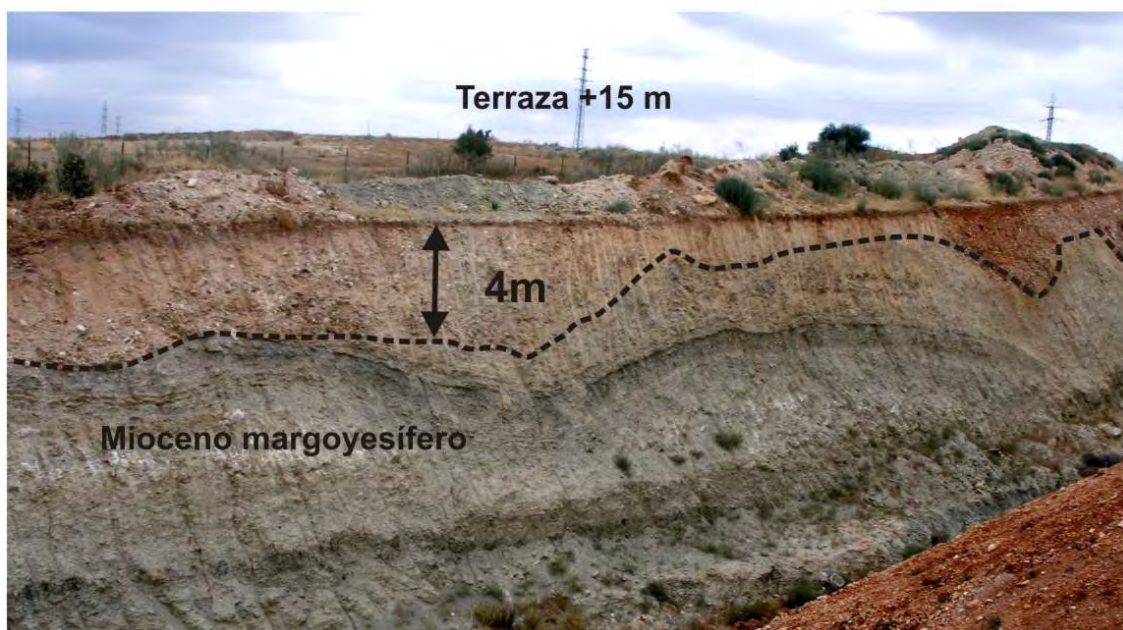
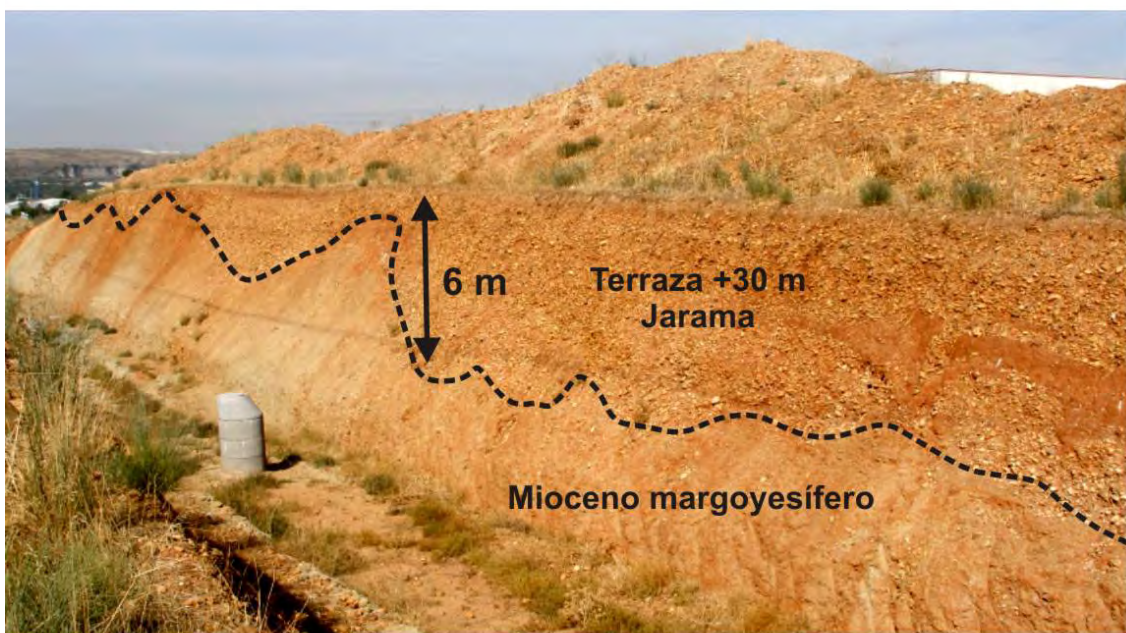


Figura 7.20. Terrazas escalonadas del río Jarama, sobre sustrato mioceno en la zona de cambio de facies siliciclásticas a evaporíticas.

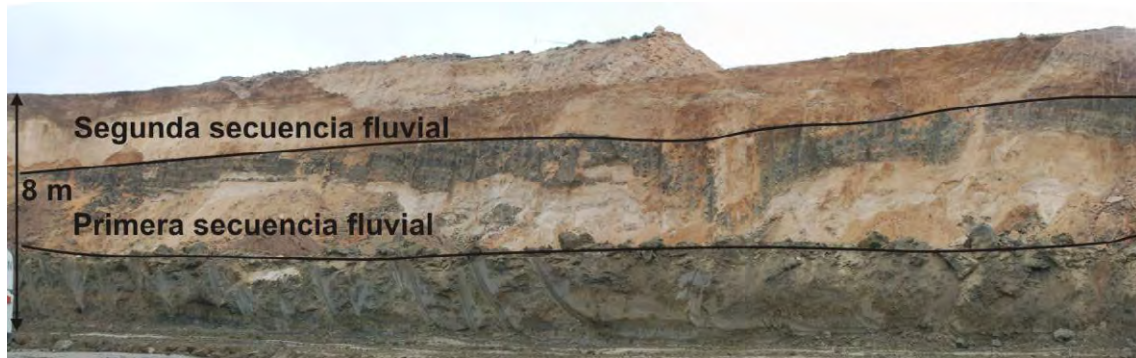


Figura 7.21. Primera y segunda secuencias fluviales de la terraza compleja de +18-20 m del río Manzanares, documentadas en el Estanque de Tormentas del Butarque. Situadas sobre el sustrato mioceno en la zona de cambio de facies siliciclásticas a evaporíticas.

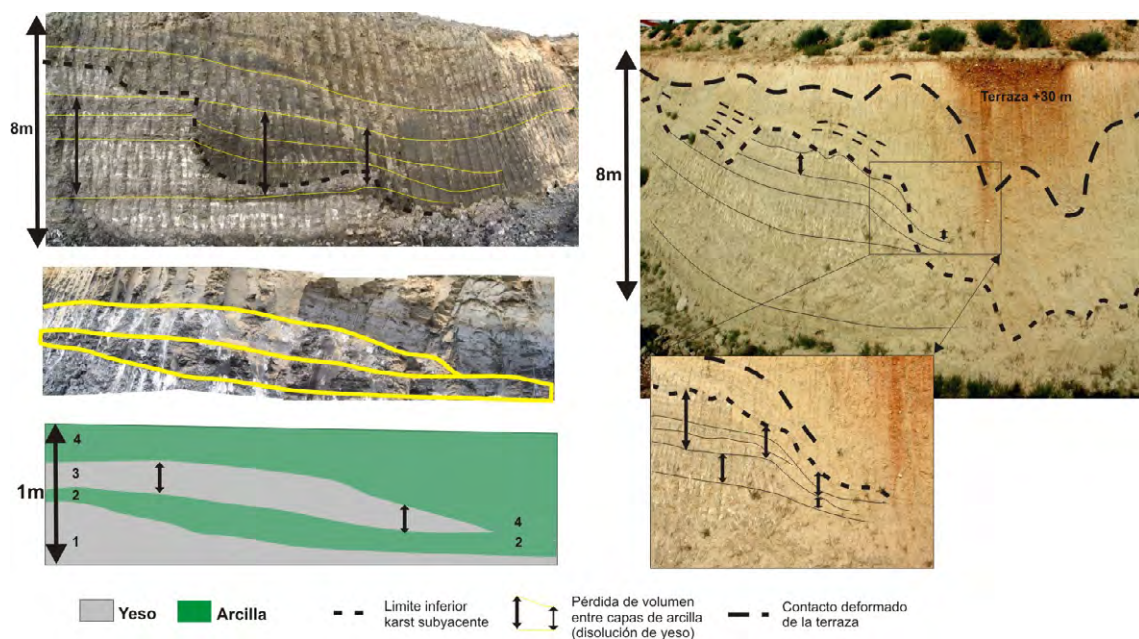


Figura 7.22. Karst subyacente en zona cambio de facies siliciclásticas a evaporíticas. Detalle de la Pérdida de volumen por disolución de los yesos y apilamiento de diferentes capas de arcilla hasta formar un único paquete. Izquierda, terraza compleja del río Manzanares T +18-20 m, en el estanque de tormentas de Butarque. Derecha, terraza climática escalonada y deformada del río Jarama T+30 m en Mejorada del Campo.



Figura 7.23. Detalle de la laminación de las arcillas apiladas, que han sido interpretadas como residuo del karst subyacente en las zonas de transición de facies siliciclásticas a evaporíticas.

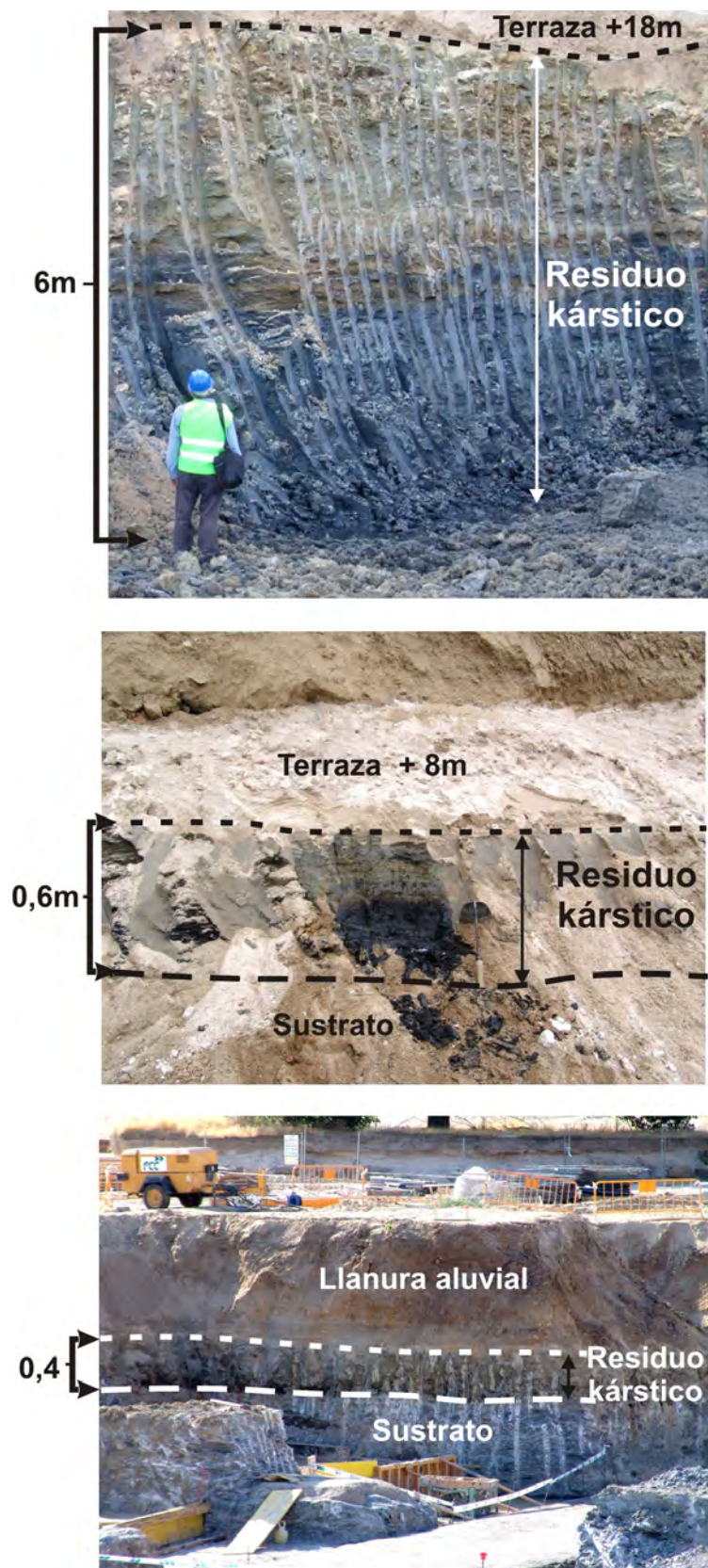


Figura 7.24. Distintos ejemplos del residuo arcilloso del karst subyacente en el valle del río Manzanares. De arriba abajo, terraza compleja T+18-20 m, terraza climática escalonada de +8m y llanura aluvial actual.

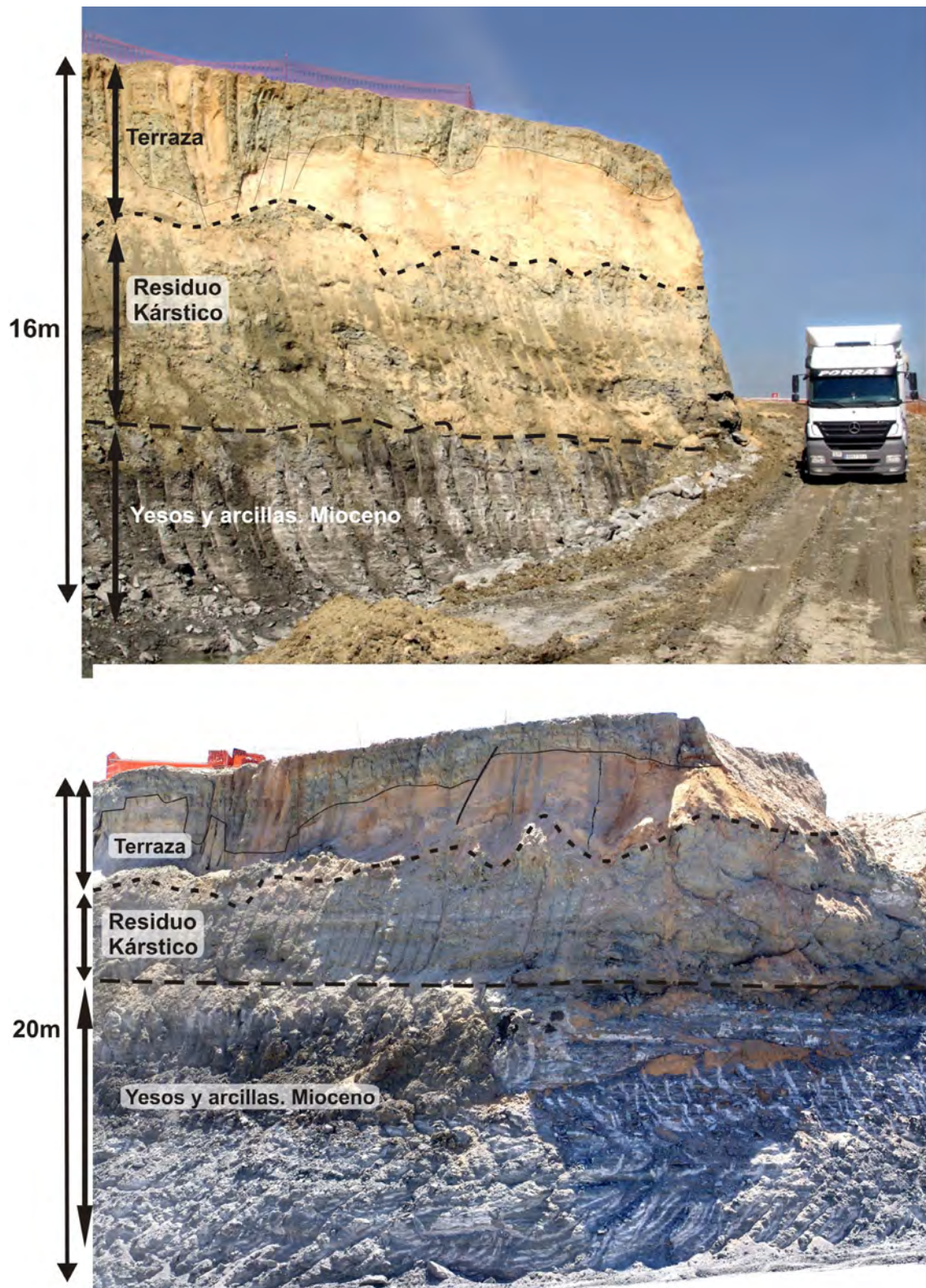


Figura 7.25. Detalle de la terraza compleja del río Manzanares (T. +18-20m) en la zona de transición de facies siliciclásticas a evaporíticas. En las dos fotografías, de abajo a arriba, sustrato mioceno indeformado, de arcillas y yesos, residuo arcilloso del karst subyacente y primera secuencia fluvial, deformada y fallada.

(fig. 7.24).

La intensa deformación de la terraza contrasta con el sustrato terciario infrayacente, que permanece inalterado, sin fracturas ni deformaciones, lo que descarta un origen tectónico para este tipo de engrosamiento y deformación de los depósitos fluviales (fig. 7.25). Relaciones geométricas similares han sido descritas en la cuenca del Ebro (ver Benito et al. 1998; Gutiérrez, 1996 y Gutiérrez et al. 2001).

Probablemente la disolución del sustrato evaporítico se produce mientras el depósito aluvial está saturado en agua y conectado hidrológicamente con la red fluvial principal, de modo que esté asegurada la renovación de agua subterránea subsaturada en sales. La terraza –en la fase de llanura aluvial–, actúa como un conductor de este disolvente, de modo que sólo hay disolución y pérdida de volumen bajo la misma. La disponibilidad hídrica, al menos durante esta fase, y el tiempo de estabilidad del nivel de base, determinarán finalmente el máximo volumen de disolución.

Hasta la fecha no hay datos suficientes que permitan determinar el tiempo y la disponibilidad hídrica necesarios para provocar el engrosamiento o sólo la deformación de las terrazas. Sería importante por ejemplo determinar si el agua de precipitación, al infiltrar en el perfil no saturado de la terraza, es capaz de provocar la disolución del

sustrato evaporítico. De esta manera, aunque no haya conexión hidrogeológica continua con la red fluvial, la deformación postsedimentaria puede continuar en el tiempo aunque sea de forma muy lenta. De hecho, las deformaciones postsedimentarias de mayor intensidad en terrazas colgadas, en la zona de transición o cambio de facies, se han observado en aquellas de mayor altura (+125 m) (fig. 7.26). Algunos trabajos indican que la disolución en un karst cubierto es mayor que en uno abierto (Gutiérrez, 1996).

Parece claro en cualquier caso que tras un descenso del nivel de base, si el depósito fluvial queda colgado respecto a la llanura aluvial y por tanto desconectado hidrogeológicamente, el proceso de disolución bajo la misma quedará mermado. También es posible que la nueva llanura aluvial quede encajada en un depósito fluvial engrosado, de modo que se mantiene la conexión hidrogeológica y presumiblemente los procesos de disolución.

La pérdida de volumen provoca una subsidencia, que resulta en una deformación dúctil y el apilamiento de niveles fluviales o bien frágil mediante colapsos (Gutiérrez, 1996). Esta última lleva asociada una deformación de tipo distensivo en la zonas de borde, con fallas subverticales y de planta circular, rellenadas con arenas (fig. 7.27) y con saltos en la vertical de varios centímetros hasta un metro. En las zonas centrales aparecen estructuras compresivas como



Figura 7.26. Deformación postsedimentaria en la terraza escalonada del río Jarama de +125 m.

“fallas inversas”. Las estructuras de deformación en los depósitos aluviales en estos medios, no tienen porque ser compatibles con los campos de esfuerzo regionales, sino que son estructuras gravitacionales generadas por pérdida del soporte basal como consecuencia de la karstificación del sustrato evaporítico soluble (Benito et al. 1998). Los escapes de fluidos asociados a estas deformaciones, han recibido anteriormente diferentes interpretaciones, como periglaciares, (Hamelin, 1958, Imperatori, 1955 o Tricart, 1966) y paleosismitas derivadas de la actividad tectónica, en los sistemas de terraza complejos de los valles fluviales del sector central de la Cuenca de Madrid (ver, Giner, 1996; Giner et al., 1996; Silva et al., 1997 y 1999; Rodríguez Pascua, et al. 2000; de Vicente et al. 2007, entre otros). Sin duda este tipo de depósitos,

no consolidados y saturados en agua, son especialmente susceptibles a la deformación en eventos sísmicos, aunque hay que tener en cuenta también que se encuentran en un medio de karst cubierto, con colapsos por pérdida de volumen. No obstante, se han descrito deformaciones similares en la cuenca del Ebro asociadas a colapsos en medios de karst cubierto (Benito y Casas, 1987; Benito et al. 1995; Gutiérrez, 1996, entre otros)

Si la pérdida de volumen se produce durante la fase de llanura aluvial, se compensa con los aportes del río. Se trataría entonces de un proceso kárstico sinsedimentario. La presencia de varias secuencias fluviales en una misma

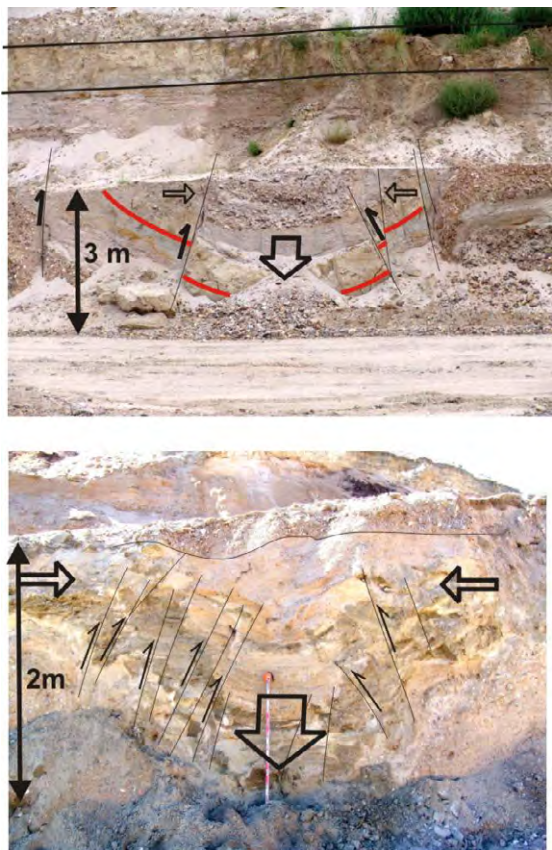


Figura 7.27. Colapsos en la terraza compleja del río Jarama (arriba) y del río Manzanares (abajo). Deformaciones de tipo distensivo en la zonas de borde y compresivas en la central, con fracturas subverticales y de planta circular, rellenadas con arenas y con saltos en la vertical de varios centímetros hasta un metro.

terrazza compleja con distintos grados de deformación hace pensar que los procesos de disolución, erosión y sedimentación no están en equilibrio.

De forma cualitativa la evolución de una terraza compleja en la zona de transición quedaría por tanto resumida de la siguiente manera figura 7.28:

- 1) El emplazamiento geológico corresponde a un sustrato mioceno está formado por una alternancia de capas de arcillas y yesos, compactos, horizontales y sin deformación. .

- 2) Incisión de la red fluvial cuaternaria y depósito aluvial. La llanura aluvial alberga un acuífero que provoca la disolución de las evaporitas y el hundimiento y deformación del depósito fluvial.

- 3, 4 y 5) Si la disolución persiste la pérdida de volumen es mayor y se produce el engrosamiento de la terraza por el aporte continuo del río. Los yesos desaparecen y se desarrolla un residuo kárstico con los niveles de arcilla. Los depósitos aluviales más cercanos al sustrato mioceno presentarán mayor deformación.

- 6) Un descenso del nivel de base puede erosionar parcial o totalmente la terraza compleja y formar un nuevo nivel de terraza. Los procesos de disolución ocurrirán preferentemente por debajo del nivel freático, en el contacto de la nueva terraza con el sustrato evaporítico. Comienza de nuevo todo el proceso.

7.4.2 Karst cubierto en zonas con dominio del sustrato evaporítico.

En el sector de la zona de estudio donde aflora el sustrato evaporítico (fig. 7.18), la pérdida de volumen del sustrato y el engrosamiento del depósito fluvial es mucho mayor que en las zonas de transición por varias razones. En primer lugar no hay ningún tipo de sedimento siliciclástico insoluble intercalado. De hecho, no queda ningún tipo de residuo kárstico, como se puede ver en algunos afloramientos puntuales donde el depósito fluvial se apoya directamente en los

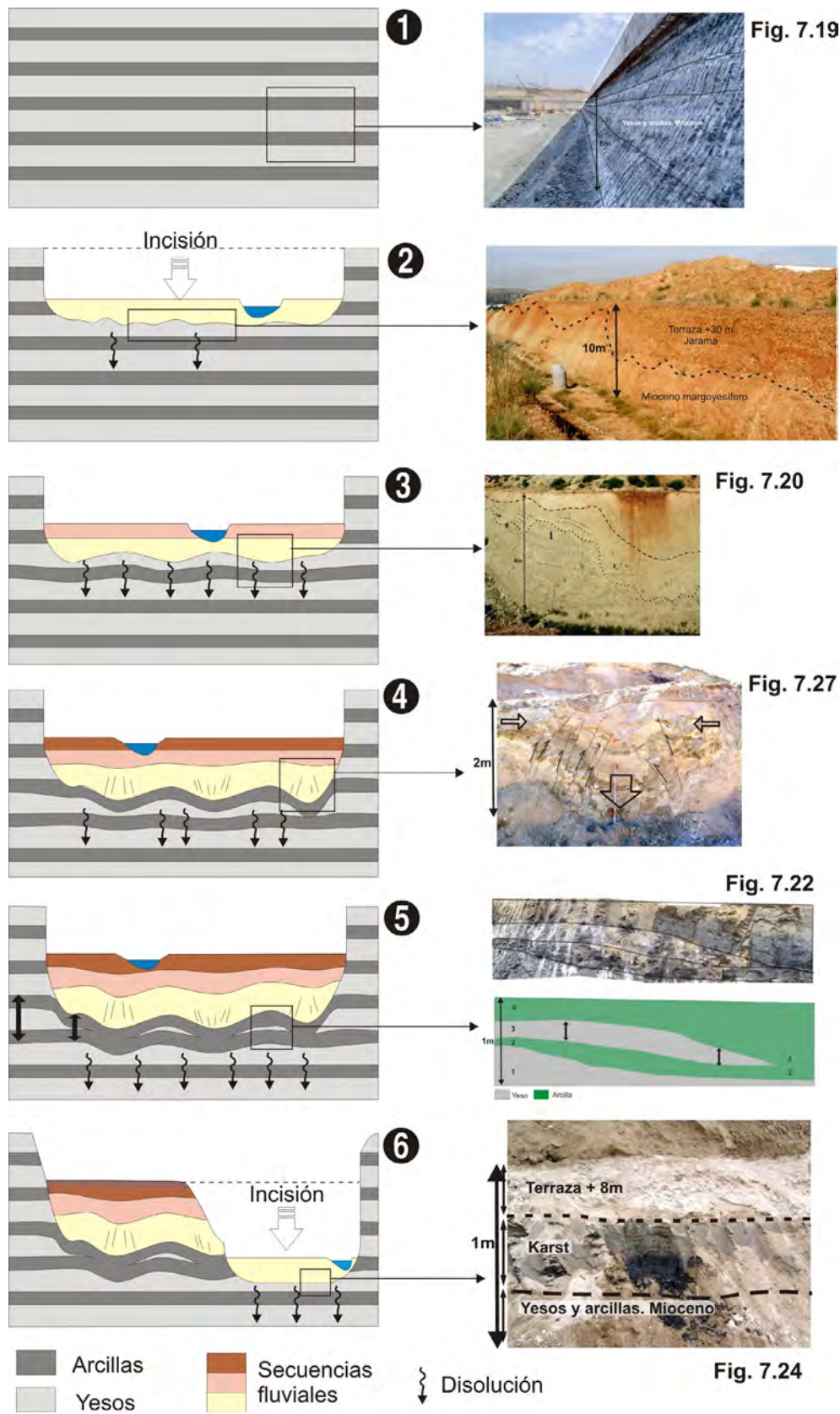


Figura 7.28. Esquema evolutivo propuesto para el karst subyacente en zonas de transición de facies siliciclásticas a evaporíticas. Disolución de los yesos, apilamiento de capas de arcillas y pérdida general de volumen. Explicación en texto.



Figura 7.29. Escarpe en el sustrato evaporítico de la margen izquierda del río Jarama, en San Martín de la Vega. Los colores blancos corresponden a afloramientos de glauberita.

yesos terciarios. Por otro lado, el sustrato evaporítico está formado en gran medida por glauberitas, con intercalación de otras sales sódicas como tenarditas, mirabilitas, etc. Estas sales tienen una solubilidad varias decenas de veces mayor que los yesos (Ponsjack, 1940, Schreiber y Schreiber, 1977). Ford y Williams, (1989) calculan que la solubilidad del yeso, a 25°C de temperatura, es de 2,4 g/l, mientras que la halita, glauberita y thenardita alcanzan solubilidades de 360, 118 y 519 h/l respectivamente. En los escarpes de más de 80 m tallados en estas rocas evaporíticas por el río Jarama, se puede ver cómo los yesos propiamente dichos (sulfato de calcio hidratado) se encuentran a lo largo de un halo o banda en la

mitad superior de estos escarpes, como pseudomorfos de glauberita (fig. 7.29). Por debajo, hasta al menos la llanura aluvial o base del escarpe encontramos únicamente glauberitas con diferentes hábitos de cristalización y masivas. En ocasiones la proporción de estas sales permite su explotación minera.

Las características del karst cubierto en esta zona de sustrato exclusivamente evaporítico, se ha estudiado a través de la geometría del contacto entre el depósito aluvial pleistoceno y el sustrato yesífero terciario.

Para ello se ha recopilado una larga serie de datos de profundidad del depósito fluvial, desde sondeos mecánicos, sondeos eléctricos verticales

Fuente	Fecha	Tipo		Localidad
Pioneer S.A.	1986	Sonodos	2 ha	Velilla de San Antonio
ReadyMix-Asland	1974	Sondeos	4 ha	Vega
ReadyMix-Asland	2000		4 km	Vega
Ferrovial (AVE Madrid-Barcelona)	2000	Sondeos	4km	Mejorada del Campo
Ferrovial (AVE Madrid-Barcelona)	2000	Sondeos	8 km	Getafe
DOCSA. en el sureste de Madrid. Calvo Sorando, Inf.	1985	Sondeos verticales	60 km	Mejorada del Campo, Velilla de San Antonio, Arganda, San Vega, Titulcia, Ciempozuelos, Aranjuez.
M.O.P. S.G.O.P.	1956	Sondeos	300 m	Arganda
MINTRA. Metro Puerta de Arganda	2000	Sondeos	250 m	Arganda
S.G.O.P.	1933	Sondeos	150 m	Vega
M.O.P. Jefatura de Sondeos. En: de la Comunidad de Madrid, 1974.	1929	Sondeos	600 m	Vega

Tabla 7.5. Fuentes utilizadas para el estudio de la geometría de la terraza compleja en los ríos Manzanares y Jarama.

y tomografías eléctricas, y espesores de los depósitos aluviales medidos en campo en huecos mineros (tabla 7.5). En dos sectores la elevada cantidad de datos ha permitido la interpretación de la geometría en tres dimensiones, aunque en la mayor parte de los casos se trata de perfiles transversales. En ningún caso la precisión de los datos ha permitido determinar el espesor de la llanura aluvial de los ríos Manzanares y Jarama. Entorno al río Manzanares hay tres perfiles transversales (fig. 7.30). Por otro lado, en el río Jarama se han completado un total de diecisiete

perfiles transversales y dos superficies interpoladas (fig. 7.31)

Como puede verse en los perfiles del río Manzanares, (fig. 7.30), el contacto Terciario-Cuaternario (T-C) a lo largo de la llanura aluvial es prácticamente horizontal con una profundidad máxima de 10 m (M-1). Sin embargo, en el perfil transversal M-2 que atraviesa la llanura aluvial y la terraza compleja (+ 12m y +18m), se aprecia un contacto T-C muy irregular, con un espesor máximo de 32 m bajo la terraza compleja. Los sondeos mecánicos no están uniformemente distribuidos por

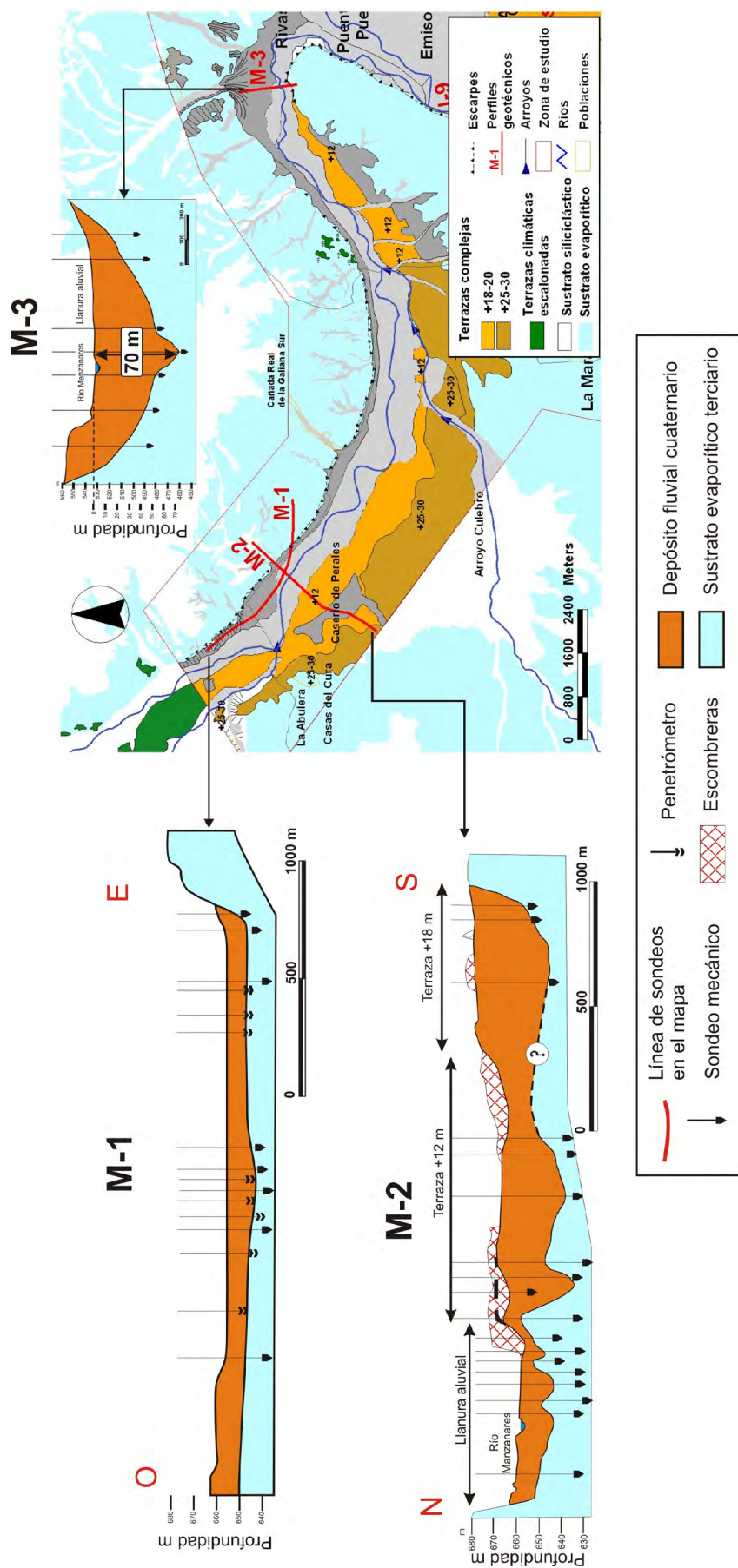


Figura 7.30. Geometría de la terraza compleja del río Manzanar, basada en datos recopilados de prospección geofísica. Perfiles M-1, M-2 y M-3. Fuentes: consultar Tabla 5 y anexo II.

lo que la geometría del contacto T-C es en algunos puntos dudosa. Según esta geometría el río Manzanares migró hacia el norte antes del último descenso del nivel de base, al final del Pleistoceno superior, para formar la llanura aluvial actual. Parece también que la llanura no ha sido afectada por procesos de hundimiento. Aguas abajo, a 3 km de la confluencia con el Jarama, está situado el último perfil de este valle, el M-3, donde se registra el valor máximo de profundidad del Cuaternario en toda la zona de estudio, 70 m. El contacto T-C se acuña progresivamente hacia las márgenes del valle, coincidiendo con el sector donde se encuentra la anchura mínima de la llanura aluvial. En sólo 5 km la llanura aluvial se estrecha pasando de 750 m de anchura a 350 m y desapareciendo por completo todos los niveles de terraza expuestos en superficie. Es decir, parece que todo el registro fluvial se encuentra apilado en la vertical, con depósitos de terraza apilados en una misma serie bajo la llanura de inundación actual.

En el río Jarama el primer perfil transversal J-1, está situado entre Mejorada del Campo y la confluencia entre los ríos Jarama y Henares, en el sector de cambio de facies de arcillas a evaporitas (fig. 7.31 J-1). El valle es claramente asimétrico, con terrazas escalonadas en la margen izquierda. El contacto T-C es subparalelo a la superficie y con espesores de 8-10 m. 2 km aguas abajo, el perfil J-2 muestra una geometría del depósito cuaternario completamente diferente, con dos cuerpos

aluviales engrosados, entre los que aflora un sustrato terciario de yesos masivos y tableados (fig. 7.31 J-2). La geometría interna de los depósitos aluviales es muy irregular con varios depocentros de más de 30 m, dos bajo la llanura aluvial y un tercero bajo la terraza de +15 m. La zona de hundimiento y engrosamiento del aluvial se localiza por tanto entre estos los perfiles J-1 y J-2, en el término municipal de Velilla de San Antonio. Junto al extremo oeste del perfil J-2, la empresa extractora *Pioneer* realizó una campaña de 64 sondeos mecánicos hasta el sustrato yesífero en un área de 7,5 hectáreas (figs. 7.31 J-3 y fig. 7.32). La interpolación de la cota a la que se localiza el contacto T-C permite dibujar una superficie en tres dimensiones que llamaremos J-3. Esta superficie muestra la complejidad de la geometría del depósito aluvial, con un contacto que dibuja una variabilidad espacial irregular de domos y depresiones. En distancias menores a 100 metros la profundidad puede variar 7 a 19 metros. Los dos cuerpos aluviales engrosados descritos en el perfil J-2 se conectan entre sí 1,5 km aguas abajo, en J-4 (fig. 7.31 J-4). El depocentro, de 38 m, se encuentra de nuevo en la terraza compleja de +15 m en la margen izquierda. En la zona infrayacente a la llanura aluvial el espesor máximo es de 20 metros, con un contacto T-C ondulado que se acuña hacia la margen derecha, al pie del escarpe de 60 m formado en el sustrato evaporítico. En el perfil, J-5, en la localidad de Arganda del Rey, llama la

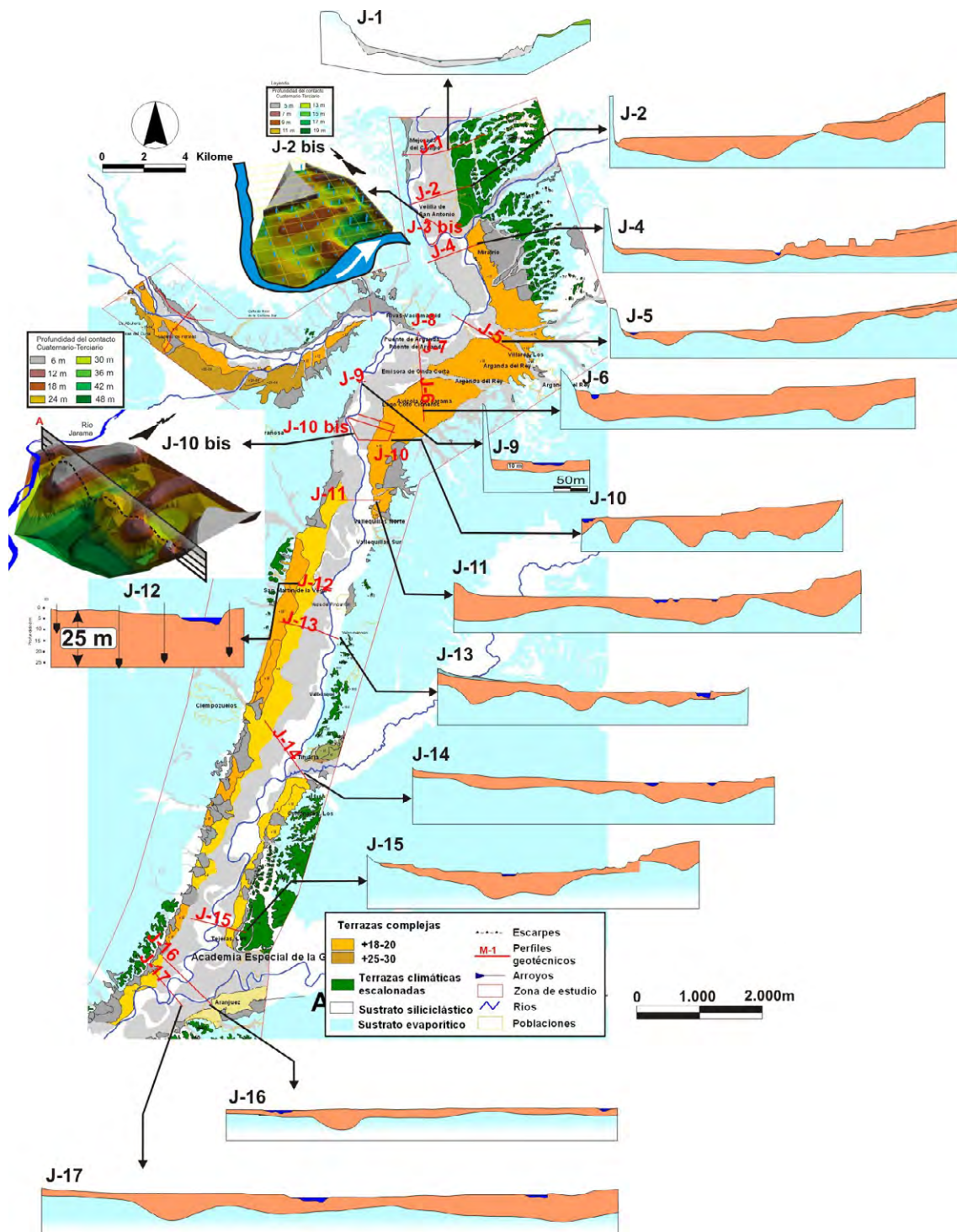


Figura 7.31. Geometría de la terraza compleja del río Jarama, basada en los datos recopilados de prospección geofísica. Perfiles J-1 a J-17. Fuentes: consultar Tabla 5 y anexo II.

atención que el sustrato yesífero apenas se encuentra a 3-4 m de la superficie, bajo la llanura aluvial, y en menos de 500 metros este contacto desciende hasta los 17 metros de profundidad (fig. 7.1 J-5). De nuevo los máximos espesores (36 m) corresponden a la terraza compleja de +15 m, al igual que en el perfil J-6, aunque en éste último la geometría del depósito cuaternario es más homogénea (fig. 7.31 J-6). J-7 y J-8 son perfiles de poco más de 200 m de longitud muy próximos entre sí, y con datos de profundidad muy semejantes, entorno a los 25 m (fig. 7.31 J-7 y 8). J-9 también es un perfil corto, realizado a partir de 5 sondeos mecánicos para la cimentación de la Presa del Rey, situada inmediatamente aguas abajo de la confluencia con el río Manzanares y adosada al escarpe en yesos de la margen derecha del río Jarama (fig. 7.31 J-9). El espesor de sedimento fluvial en este punto es de sólo 10 metros. Alrededor de 1,5 km aguas abajo otra empresa extractora, Readymix-Asland, realizó en los años 70 una campaña de sondeos mecánicos para estimar las reservas de áridos naturales en las inmediaciones de Soto Pajares, (J-10 y J-10 bis) (figs. 7.31 y 7.33). De nuevo la interpolación de los datos de profundidad del contacto Terciario-Cuaternario muestra una disposición irregular de domos y depresiones, en ocasiones alargados y mucho más profundos que aguas arriba en el perfil J-3. En la zona de la llanura aluvial se encuentran los valores máximos de profundidad, con dos depocentros de

48 m. También en la llanura, el sustrato yesífero casi llega a aflorar en dos puntos, cubiertos únicamente por 5 m de sedimentos fluviales. En el siguiente perfil, J-11, la potencia de los sedimentos fluviales varía de 5 a 45 m (fig. 7.31 J-11). J-12 fue realizado con sondeos mecánicos en el año 1929 en el centro de la llanura aluvial, que alcanzaron los 25 metros de profundidad sin llegar al sustrato yesífero (fig. 7.31 J-12). Aguas abajo, el valle sigue siendo asimétrico pero ahora las terrazas están en la margen derecha y los escarpes en yeso en la izquierda. Sin embargo las geometrías del contacto T-C siguen siendo similares, con alternancia de domos y cubetas, J-13 (fig. 7.31 J-13). De nuevo el contacto T-C se acuña hacia la margen izquierda del río, junto al escarpe en yesos. El proceso de engrosamiento también afecta al río Tajuña, afluente del Jarama por su margen izquierda (ver perfil J-14, en la figura 7.31). El río Tajuña discurre en su tramo inferior sobre el sustrato evaporítico, pero a diferencia de los ríos Manzanares y Jarama, presenta dolinas en la llanura aluvial actual, fuera de la zona de estudio. Curiosamente se trata de un típico río inadaptado (*underfit*), con un pequeño cauce de trazado tortuoso en un amplio valle y por tanto con una tasa de sedimentación en la llanura aluvial muy baja. Quizás este hecho explique la conservación de esas dolinas en la superficie de la llanura aluvial.

El afloramiento de evaporitas disminuye progresivamente en favor

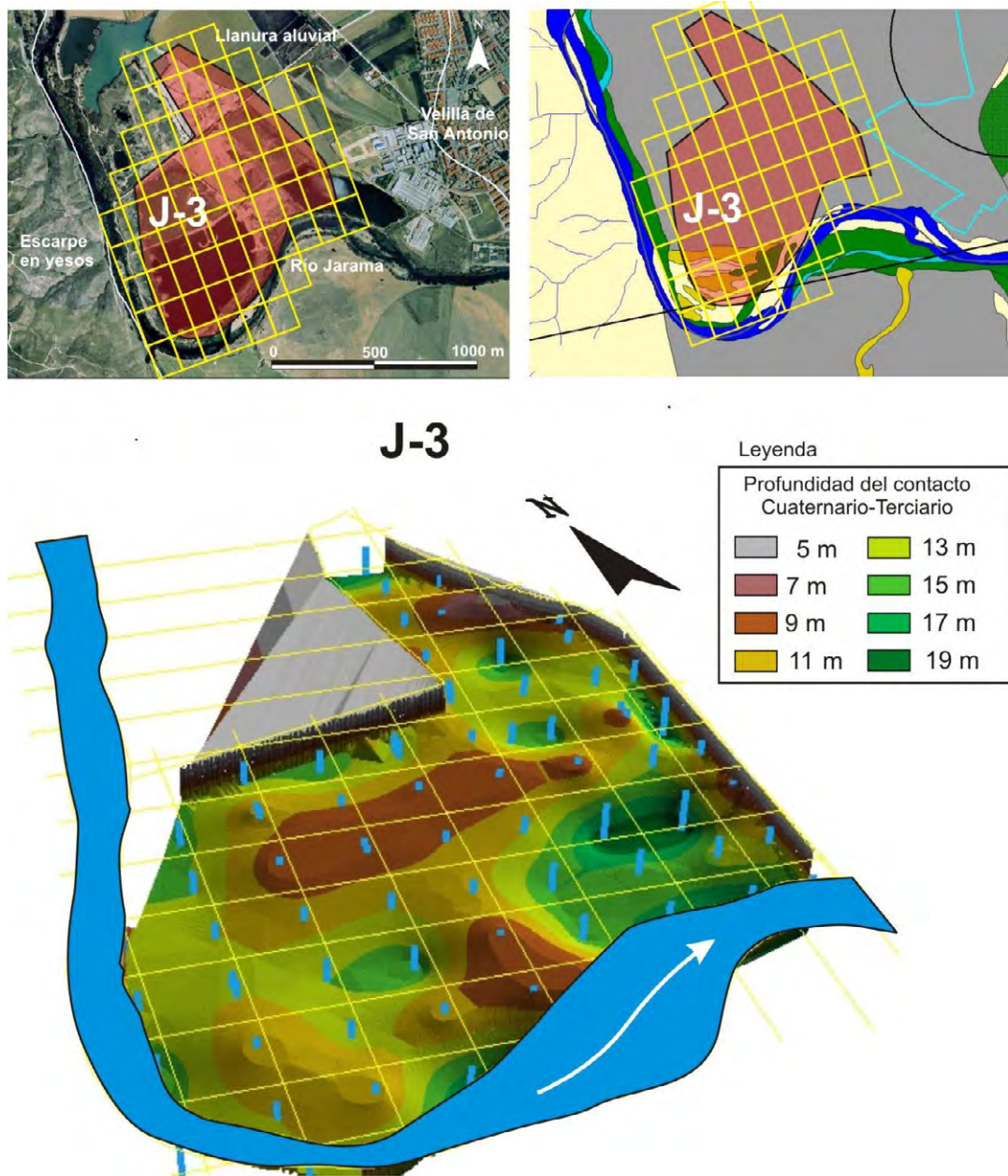
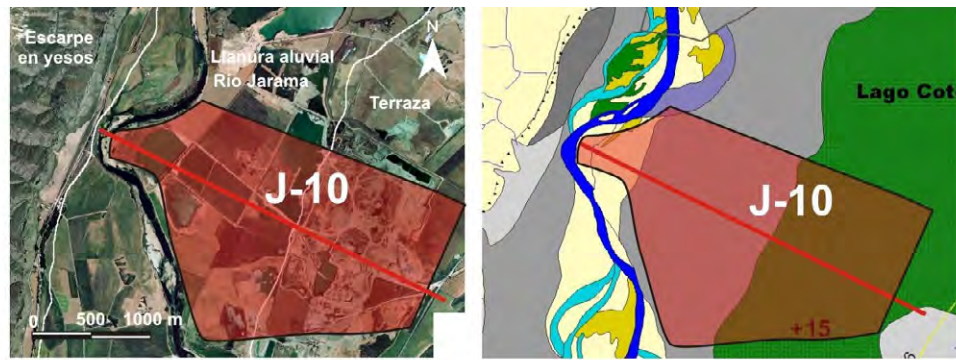
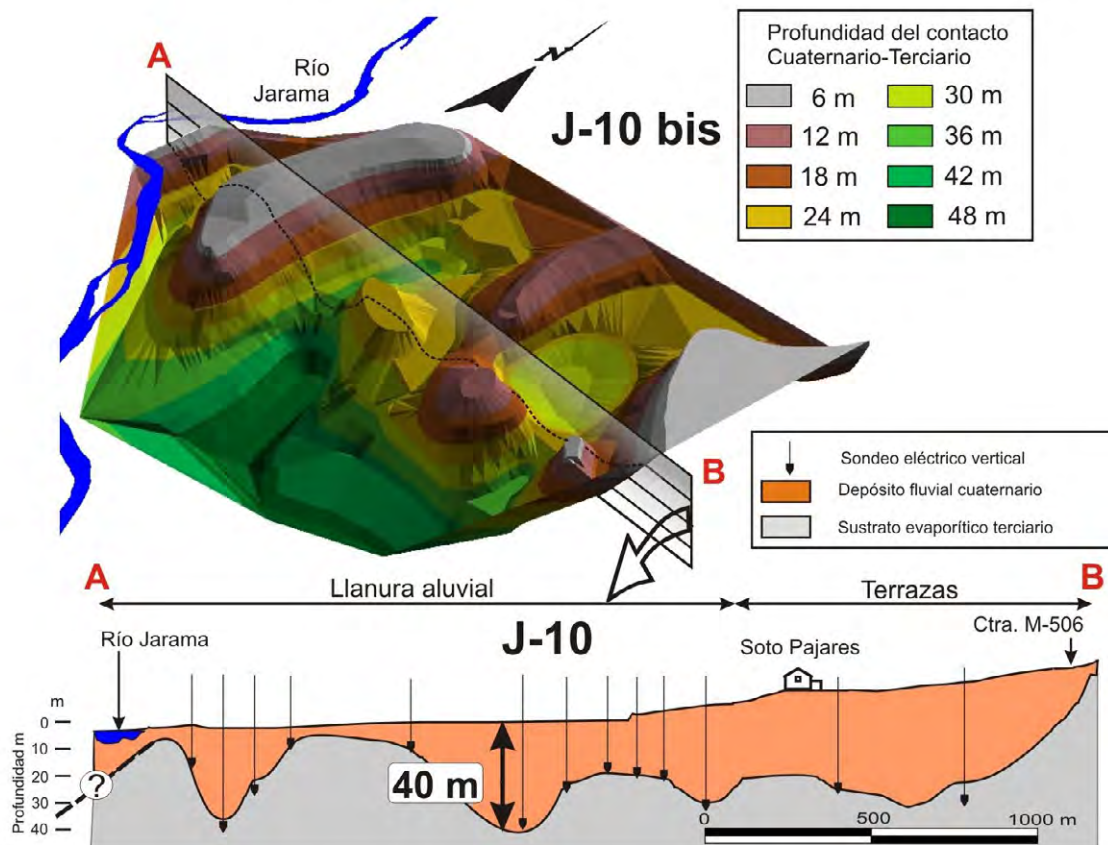


Figura 7.32. J-3. Proyección en tres dimensiones del contacto Terciario-Cuaternario bajo la llanura aluvial del río Jarama, en Velilla de San Antonio. Fuente: elaboración propia con los sondeos mecánicos realizados por Geoexperts para Pionner en 1983.



- A** Plano de situación de la malla de sondeos mecánicos J-10 y J-10 bis en la llanura aluvial y última terraza del río Jarama al sur de la confluencia con el río Manzanares, en la finca Soto de Pajares, San Martín de la Vega.
- B** Esquema en tres dimensiones del contacto Cuaternario-Terciario en la llanura aluvial y última terraza del río Jarama al sur de la confluencia con el río Manzanares. Fuente: Elaboración propia con los datos de sondeos realizados por AGS para Readymix-Asland



- C** Perfil J-10. Geometría de los depósitos fluviales cuaternarios del río Jarama, finca Soto Pajares, al sur de la confluencia con el río Manzanares. Fuente: modificado de los datos cedidos por ReadyMix-Asland..

Figura 7.33. Perfil J-10 y proyección en tres dimensiones del contacto Terciario-Cuaternario bajo la llanura aluvial del río Jarama en el Soto de Pajares, San Martín de la Vega. Fuente: modificado y elaboración propia respectivamente de los sondeos realizados por ReadyMix-Asland en 1974.

de facies siliciclásticas poco antes de la unión de las llanuras aluviales de los ríos Jarama y Tajo (ver el perfil J-15 en la figura 7.31). En esta zona sigue habiendo engrosamiento del depósito aluvial, por lo menos hasta la confluencia de los dos ríos, (J-16 y J-17), aunque su espesor disminuye hacia el sur y se limita exclusivamente a la zona de la llanura aluvial. En este sector próximo a Aranjuez las terrazas ya aparecen escalonadas, con un esquema similar al descrito en la zona de Mejorada del campo, aunque la asimetría del valle no es tan acusada.

Una vez analizados estos perfiles hay que destacar sobre todo la irregularidad del contacto T-C, con distribución aleatoria de pequeñas cubetas y relieves positivos, sin ningún patrón espacial. Esta morfología, típicamente kárstica, justifica la dificultad de estudiar los registros sedimentológicos y su evolución espacio-temporal. Respecto a la zona de transición de facies siliciclásticas a evaporíticas, o karst de transición, el espesor del depósito aluvial es mucho mayor.

En la literatura se ha localizado un trabajo con un análisis similar de la geometría del depósito engrosado de terraza en medios evaporíticos, en el río Gállego (Benito et al. 1996). En ese caso la geometría del depósito es considerablemente más potente debido a la existencia de niveles de halita en el sustrato (fig. 7.34).

En la zona de estudio la irregularidad de la geometría de la terraza compleja

podría sugerir la presencia de zonas preferentes de disolución, quizás controladas por la existencia de fracturas en el sustrato evaporítico que se traducen en zonas preferentes de disolución. Para un fenómeno similar desarrollado en el tramo del río Tajo comprendido entre Almoguera y Fuentidueña del Tajo, la actividad neotectónica actuante en el límite Pleistoceno inferior-medio, habría favorecido el proceso de hundimiento mediante la formación de una red de fracturas en el sustrato infrayacente evaporítico, posteriormente ensanchadas por la disolución (Pinilla et al. 1995). En este sentido, hay que tener en cuenta las tesis que algunos autores han descrito acerca del control tectónico distensivo en esta zona de la cuenca, y que podría determinar una disolución preferente según las lineaciones norte-sur del río Jarama, o bien SSE-NNO de los ríos Henares, Tajuña y Tajo (ver De Vicente 2007, Giner et al. 1996, Silva, 2003 entre otros).

Efectivamente las direcciones N-S del río Jarama y E-O del Tajo, coinciden con 2 de las 5 familias de lineamientos y alineaciones en la zona interior de la cuenca de Madrid (Martín Escorza, 1980), que coinciden además con la orientación de la depresión de Prados-Güatén y con parte del valle del río Guadarrama (Silva, 1988). Uno de estos lineamientos podría tener su expresión geomorfológica en el escarpe casi recto que limita la llanura aluvial del río Jarama en el sector

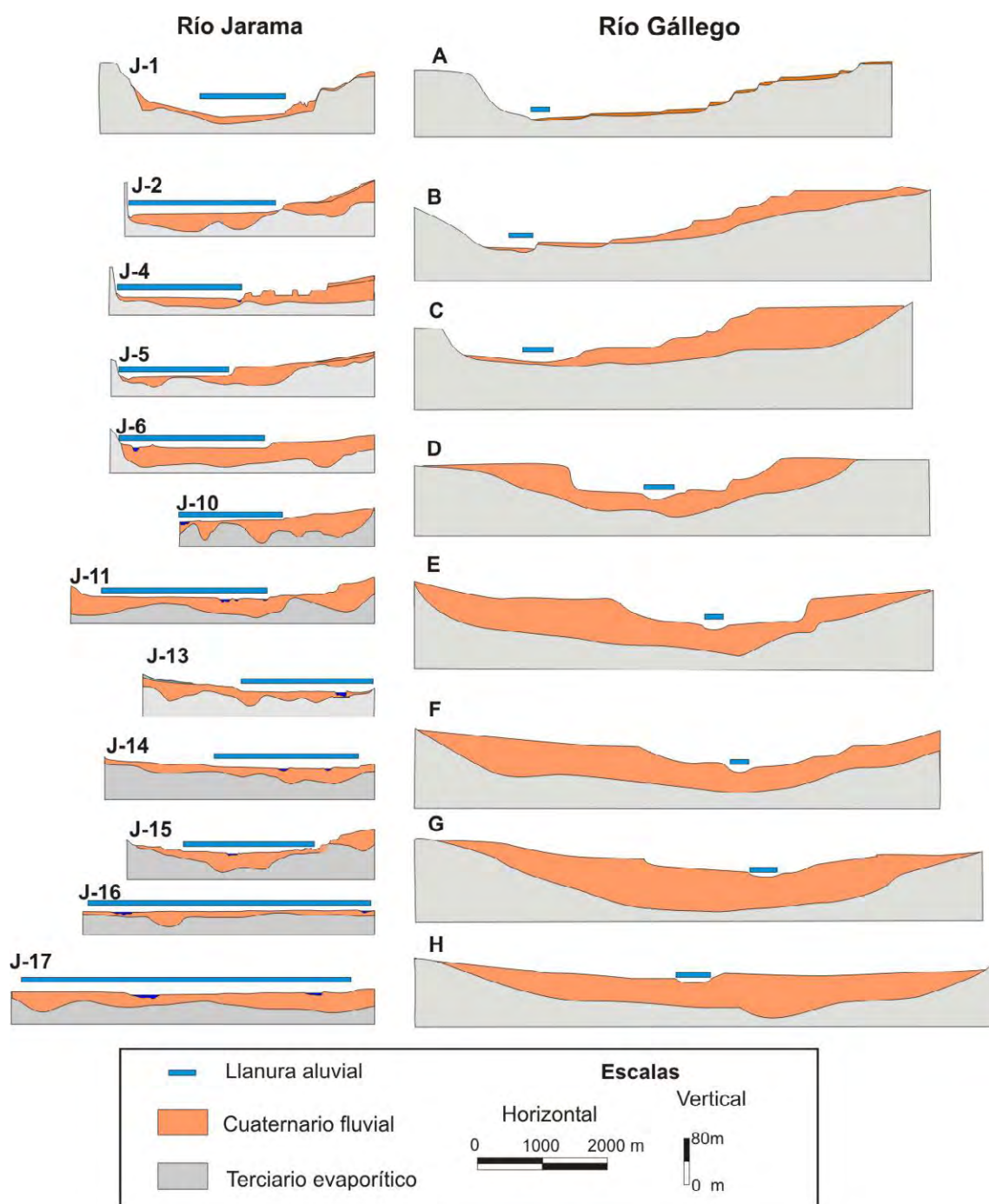


Figura 7.34. Comparación a escala de la geometría de las terrazas complejas de los ríos Jarama y Gállego, (Zaragoza). Fuente perfiles del Gállego: Benito et al. 1996.

dominado por el sustrato evaporítico. Del mismo modo ocurre con los tramos finales de los ríos Henares y Tajuña, pero esta vez con orientaciones NE-SO. El caso del río Manzanares es algo diferente dado que su tramo final, sobre litología yesífera, no se ajusta a estas lineaciones.

La existencia de grandes fracturas a lo largo del valle debería quedar reflejada en una distribución más constante de los depocentros. Sin embargo, la posición de éstos varía completamente entre perfiles transversales consecutivos. En este sentido, las interpolaciones de la superficie del contacto T-C indican con mayor claridad la ausencia de cualquier patrón lineal preferente de disolución.

7.5. Recapitulación

El modelo general que proponemos para el desarrollo de la terraza compleja de los ríos Manzanares y Jarama contempla las siguientes características generales (fig. 7.35):

En primer lugar hay que tener en cuenta la presencia de dos tipos de sustratos, uno siliciclástico y otro evaporítico soluble, con una zona de transición entre los dos mediante cambio lateral de facies (fig. 7.35. 1a). Probablemente este sustrato esté afectado por una serie de fracturas con una orientación preferente norte-sur (fig. 7.35. 1b).

La disolución del sustrato evaporítico

se produce fundamentalmente bajo depósitos fluviales. En la zona de cambio de facies la disolución es moderada y resulta más intensa en la zona con sustrato evaporítico (fig. 7.35. 2)

Esta disolución depende de la disponibilidad hídrica y del tiempo. Parece que ha sido más intensa a partir de la formación de la terraza de +40 m en el río Jarama (Pleistoceno medio-superior) y de la terraza de +18-20 m en el río Manzanares (Pleistoceno superior).

Además del control hidroclimático, probablemente la disolución es mayor mientras existe una conexión hidrogeológica del acuífero que alberga el depósito aluvial y la red fluvial principal, de modo que haya una renovación constante de un flujo saturado por otro subsaturado en sales. Parece no obstante que los procesos de disolución también continúan en los niveles de terraza colgados, aunque de forma más moderada (fig. 7.35. 3c).

El resultado final de la disolución es la pérdida de volumen, que provoca hundimientos por colapso y la deformación de los depósitos aluviales. Si esto ocurre en fase de terraza, el resultado es una deformación postsedimentaria (fig. 7.35. d). Por el contrario, si ocurre en la fase de llanura aluvial, se produce una deformación y relleno sinsedimentarios para mantener el perfil de equilibrio, con resultado de engrosamiento (fig. 7.35. e).

La disolución en la zona de cambio de facies entre la litología siliciclástica a evaporítica, provoca la acumulación

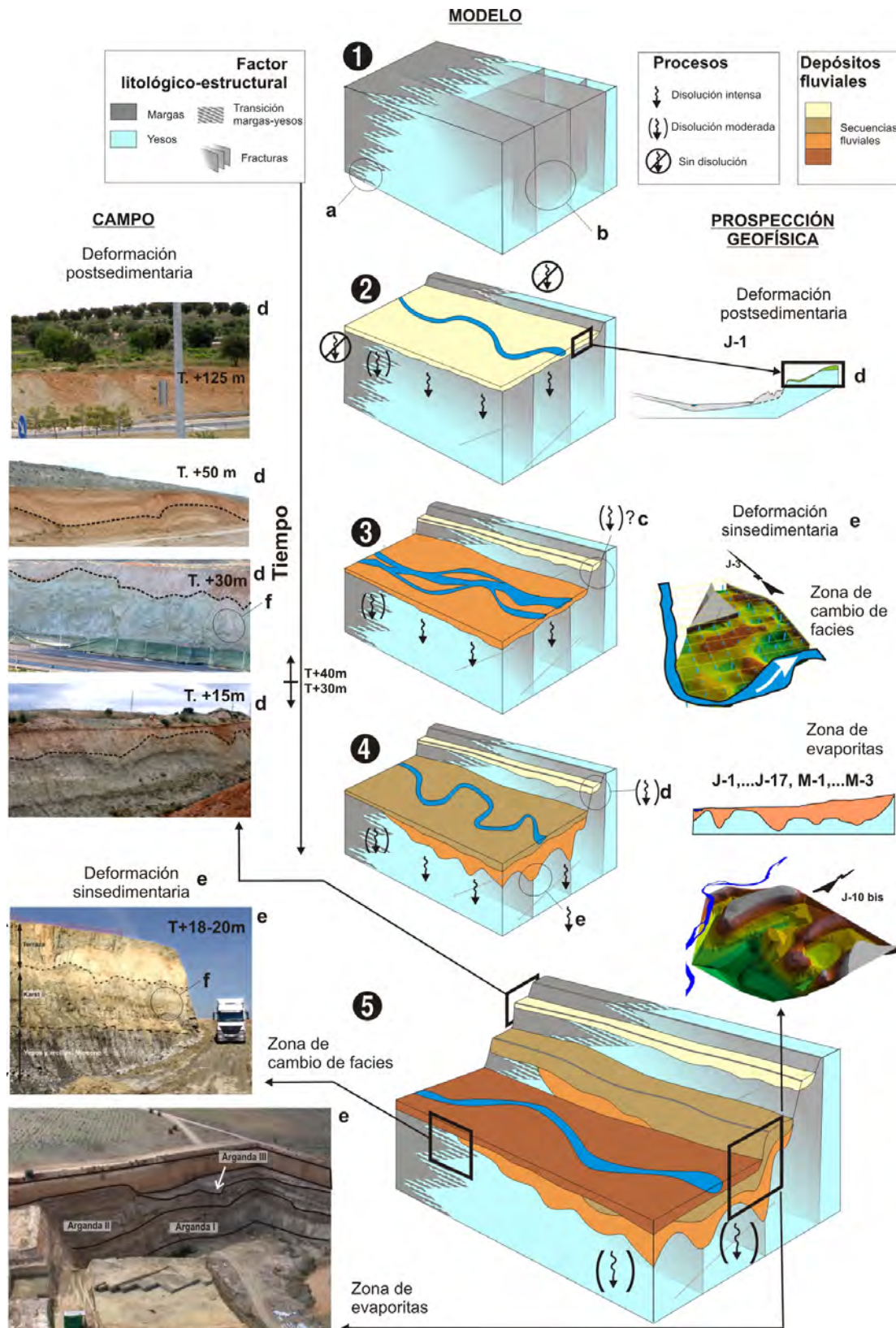


Figura 7.35. Esquema resumen de la formación de terrazas pleistocenas en la zona de cambio de facies siliciclásticas a evaporíticas y plenamente evaporíticas. El modelo propuesto tiene en cuenta los factores litológicos estructurales, los procesos de disolución y los depósitos fluviales resultantes, y está basado en los datos de prospección física y el trabajo de campo. Explicación en texto.

de la litología insoluble por debajo del depósito fluvial, tanto en deformaciones sinsedimentarias como postsedimentarias (fig. 7.35. f). La potencia de este “residuo kárstico” es proporcional al espesor del sustrato disuelto y al tiempo de exposición a la disolución.

El patrón de disolución, deformación y engrosamiento, no parece estar controlado por ningún factor o dirección preferencial, lo que resulta en una geometría del depósito fluvial engrosado en domos y depresiones de tamaño y distribución irregular, de entre 5 y 55m de profundidad y de 100 a 200 m de diámetro.

La información conjunta de la geometría de los depósitos y la derivada de la observación en campo, hace pensar que el relleno sinsedimentario de las terrazas complejas entraña una considerable dificultad. A las variables habituales que rigen la evolución de un sistema fluvial, hay que sumar en este caso una componente espacio-temporal, que afecta al perfil de equilibrio del río y a la formación de sus depósitos.

7.6. Discusión

En 1971, Pérez-González, describió la presencia de un karst subyacente en los tramos bajos de los ríos Manzanares y Jarama. La disolución del sustrato yesífero mioceno y posterior hundimiento sinsedimentario de los depósitos fluviales situados por encima de éste, explica

la formación de terrazas de respuesta compleja o engrosadas. La principal aportación de esta Tesis a este modelo no es de tipo cualitativo o conceptual, sino cuantitativo. Para ello ha sido fundamental, la combinación de cartografías, datos geotécnicos y geofísicos, y el trabajo de campo.

El análisis combinado de esta información con apoyo de numerosos datos de campo, ha permitido por primera vez en la Cuenca del Tajo contrastar la relación entre las geometrías de un sustrato terciario evaporítico inalterado y una cobertera aluvial engrosada e intensamente deformada.

Así, a través de la combinación de los mapas litológicos y geomorfológicos, se ha podido establecer una estrecha relación entre el desarrollo de terrazas de respuesta compleja y la presencia de un sustrato evaporítico, tal y como se ha observado en otros valles fluviales en sustratos evaporíticos, (ver apartado 7.3).

Cuando la disolución del sustrato evaporítico infrayacente a la llanura aluvial se genera una deformación sinsedimentaria. La subsidencia que afecta a la llanura se compensa por el aporte aluvial del río, resultando en un depósito fluvial con una potencia anómala. En el río Jarama están engrosadas las terrazas por debajo de +40 m de cota relativa y en el Manzanares por debajo de +18-20m (Pérez-González, 1971). Una

vez colgado el depósito fluvial, y por tanto desconectado hidrológicamente del río, la renovación de agua subsaturada en sales es mucho menor y en consecuencia el volumen de disolución. La deformación post-sedimentaria, en caso de producirse resulta considerablemente menor y no genera engrosamientos importantes del aluvial. Este criterio nos ha permitido diferenciar en campo tres tipos de terrazas: **a)** colgadas (situadas sobre sustrato insoluble), **b)** colgadas con deformación postsedimentaria (en sustratos solubles pero desconectadas unas de otras) y **c)** engrosadas (en sustratos solubles y con deformación sinsedimentaria). Precisamente sobre estas últimas se instalan las llanuras aluviales de los ríos Manzanares y Jarama, lo que plantea la posibilidad de que el hundimiento sinsedimentario también afecte a los depósitos fluviales holocenos.

En la zona de estudio, la formación de terrazas engrosadas también se ha atribuido (total o parcialmente) a procesos de actividad neotectónica, especialmente al inicio del Pleistoceno medio, una vez depositado el nivel de +60-70 m (Silva, 1988 y Silva et. al, 1988 a y b), así como a la respuesta al incremento de la subsidencia tectónica aguas abajo de Mejorada del Campo (Alonso y Garzón, 1994). En estos casos la disolución del sustrato yesífero se considera como un proceso secundario, controlado por la actividad tectónica. La influencia de la tectónica en el desarrollo

de la red fluvial cuaternaria también ha sido estudiada en diversos trabajos que analizan diferentes componentes y estructuras de deformación regional (ver Martín Escorza, 1980; de Vicente et al. 2007, Giner, 1996, entre otros), y los índices de asimetría de los valles de los valles del Henares, Manzanares, Tajuña y Tajo, (ver Garrote y Garzón, 2002, Garrote et al. 2002 y Garrote et al. 2008).

Sin embargo creemos que el análisis llevado a cabo en esta Tesis y el trabajo de campo, refuerza el modelo de karst subyacente como principal factor causante de las deformaciones en los depósitos fluviales pleistocenos. Así, mediante el estudio e interpolación de los valores de espesor de los depósitos fluviales, contenidos en una serie de sondeos mecánicos y geofísicos, se ha comprobado cómo éste tiene una geometría típicamente kárstica, caracterizada por la alternancia aleatoria, de formas positivas y depresiones de forma circular, con varias decenas de metros de profundidad de diferencia. Las geometrías obtenidas no se distribuyen de forma lineal a lo largo del valle, sino de forma aleatoria y se han podido contrastar con las documentadas en el río Gállego (Benito et al. 1996), aunque en aquel caso el karst subyacente, con mayores proporciones de halita, es más amplio y profundo.

En los valles de los ríos Manzanares y Jarama, la deformación de los depósitos fluviales ha sido objeto de estudio por

diversos autores. En un primer momento fueron interpretadas como de origen periglacial (Imperatori, 1955; Hamelin, 1958 y Tricart, 1966). Los estudios más recientes las interpretan como paleosismitas derivadas de la actividad tectónica, en los sistemas de terraza complejos de los valles fluviales del sector central de la Cuenca de Madrid (ver, Giner, 1996; Giner et al., 1996; Silva et al., 1997 y 1999; Rodríguez Pascua, et al. 2000 y de Vicente et al. 2007). En la cuenca del Ebro, algunas deformaciones similares están asociadas a colapsos en medios de karst encubierto (Benito y Casas, 1987; Benito et al. 1995; Gutiérrez, 1996). Sin duda este tipo de depósitos, no consolidados y saturados en agua, son especialmente propensos a la deformación durante un evento sísmico, independientemente del origen del mismo. En campo se han documentado diversos afloramientos donde la intensa deformación de la terraza contrasta con un sustrato terciario infrayacente inalterado, sin fracturas ni deformaciones. Es decir, la pérdida de volumen por disolución, en el contacto de los depósitos fluviales y los materiales evaporíticos infrayacentes, es la principal responsable de las deformaciones en las terrazas. Estas geometrías también se han documentado en la cuenca del Ebro (Benito et al. 1996; Gutiérrez y Gutiérrez, 1998).

El trabajo de campo también ha permitido diferenciar un tipo de karst

que se ha denominado de transición y que tampoco se había descrito hasta ahora en otros valles con evaporitas. Se desarrolla en las zonas de cambios de facies entre los sedimentos siliciclásticos (limos y arcillas) y evaporíticos (yesos y sales). El volumen de disolución es mucho menor que el karst anterior, desarrollado en plena zona de evaporitas. En este caso la disolución sólo afecta a las capas salinas mientras que las siliciclásticas se van apilando unas con otras hasta formar un nivel estratificado en la base y masivo a techo, que se ha denominado como residuo kárstico. El espesor del residuo kárstico es directamente proporcional a la potencia del depósito fluvial situado por encima. Así, bajo la terraza compleja de +18-20 m, el residuo de la disolución supera los 6-7 metros, bajo la terraza de +8 m tiene un espesor de 0,6m y bajo la llanura aluvial del Manzanares sólo 0,4 m.

Respecto a los depósitos holocenos se ha tratado de resolver la cuestión de si el karst subyacente afecta a las llanuras aluviales, tal y como ocurre en la llanura aluvial del río Tajo en Fuentidueña del Tajo (Pinilla et. al, 1995), en el río Tajuña cerca de la desembocadura en el Jarama (Silva et al. 1988), o en otros ríos y afluentes en condiciones similares en la cuenca del Ebro, en las cuencas de tipo graben de Calatayud y Teruel (ver Gutiérrez et al, 1996), en la cuenca del río Júcar (Sanz, 2002), etc.

Aunque se detallará en el capítulo

11, podemos adelantar que en la zona de estudio no se han visto deformaciones en el interior de los depósitos holocenos, ni en el contacto de éstos con la terraza pleistocena deformada infrayacente, al menos a escala de afloramiento. No obstante, se ha detectado una diferencia de espesores de la llanura aluvial de 3,5 a 8,0 m, entre los bordes de la misma y el sector más cercano al cauce actual. Sería necesario elaborar perfiles topográficos detallados para determinar la incisión de la llanura a fin de configurar un mapa de espesores de la llanura aluvial, tal y como se ha hecho para el depósito fluvial cuaternario completo.

También los resultados del análisis de la migración de los cauces, descritos en el capítulo 9, refuerza el modelo de pérdida de volumen por disolución del sustrato evaporítico (ver apartado 9.3.2.5). En el río Jarama se ha podido establecer de forma cuantitativa, una relación directa entre la profundidad del karst subyacente y la tasa de migración lateral de los cauces en la llanura aluvial. En el Manzanares, con menos datos sólo se ha visto esta relación de forma cualitativa, ya que el depocentro de los depósitos fluviales (70m) se encuentra dentro del sector con máxima migración lateral (M3). Al mismo tiempo, el análisis de la orientación de la migración no evidencia una dirección dominante. En un modelo lineal sería previsible una tasa de migración lateral más uniforme a lo largo del valle y probablemente una cierta influencia en la dirección de

desplazamiento de los cauces.

La geometría de la terraza compleja muestra una serie de depresiones, que actúan como trampas sinsedimentarias durante la fase de llanura aluvial o construcción de la terraza. En principio, cabría pensar que las más cercanas al cauce tienen mayor probabilidad de captar cargas de fondo, mientras que las más alejadas estarían rellenas con finos o facies de *overbank* (Benito et al. 1996 y Luzón et al. 2008). La cuestión más difícil de resolver es el patrón de desarrollo, en tiempo y espacio, de estas zonas de hundimiento. Es decir, si la tasa de disolución-hundimiento es constante en todas ellas a lo largo del valle o por el contrario obedece a un patrón aleatorio.

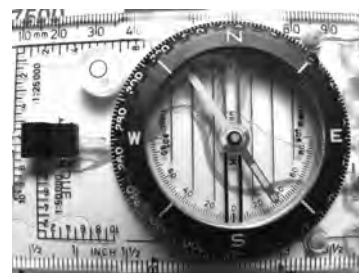
En otros sistemas fluviales similares se ha comprobado que cuando parte de la llanura aluvial subside, se desarrollan ambientes lacustres (*swamp*) o zonas permanentemente encharcadas, que dejan series de varios metros de materiales finos, (Gutiérrez, 1996; Gutiérrez y Arauzo, 1995). La presencia de estos ambientes explicaría por ejemplo, la aparición relativamente frecuente en la terraza compleja del río Jarama, de grandes cuerpos aislados de arcillas con alto contenido en materia orgánica, de varias decenas de metros de diámetro y hasta 4 m de espesor. Localmente son conocidos como “gredas”. Su presencia indica una zona aislada de hundimiento y su relleno sinsedimentario con materiales finos. Se trata por tanto de una facies,

cuyo desarrollo y ubicación están controlados por procesos de disolución del sustrato yesífero infrayacente. Este tipo de control litológico-estructural del relleno sinsedimentario, también se ha identificado en la terraza compleja del río Gállego, (Benito 1989, y Benito et al. 1998). Es importante señalar que en el río Jarama, estos cuerpos de finos (*swamp*) suelen estar asociados a la unidad cronoestratigráfica pleistocena de Arganda I, (ver Pérez-González, 1971), identificada a lo largo de toda la terraza compleja del río Jarama y caracterizada por una alta proporción de arenas y limos.

Por otro lado, también se han observado en campo el relleno de las zonas de hundimiento y colapso, formados por barras de gravas gruesas. Al contrario que las zonas de *swamp*, estos rellenos están relacionados directamente con la carga de fondo del río. En el Jarama, este tipo de depósitos son abundantes en la unidad cronoestratigráfica Arganda II, compuesta fundamentalmente por gravas.

No cabe duda, con los datos expuestos en este capítulo, de que la distribución y evolución en detalle del registro fluviosedimentario pleistoceno, requiere de un estudio amplio de su sedimentología y estratigrafía, que no será abordado en el marco de esta tesis.

8



Geometría de los cauces

8.1.- Introducción

Hasta ahora se ha abordado el contexto geológico y geomorfológico de las llanuras aluviales de los ríos Manzanares, Jarama y Tajo, haciendo especial hincapié en los factores que controlan el desarrollo de los dos grandes sistemas de terrazas, escalonadas y de respuesta compleja. La deformación sinsedimentaria, responsable del engrosamiento de los depósitos fluviales, se desarrolla precisamente durante la fase de llanura aluvial de la terraza, es decir, mientras el acuífero se mantiene en contacto con el cauce y a la vez la dinámica fluvial es capaz de compensar la pérdida de volumen ocasionada por la disolución. Si este tipo de procesos han

sido activos durante el Holoceno, debería de quedar reflejados en los registros de las llanuras aluviales de los ríos Manzanares y Jarama, y presumiblemente en la dinámica de sus cauces aluviales.

El estudio de las llanuras aluviales se puede abordar a través de su geomorfología en superficie y de su registro estratigráfico. El estudio geomorfológico permite analizar la geometría de los cauces y de los ambientes deposicionales en el espacio y en el tiempo, y cuyos detalles cronológicos e historia ambiental reciente se aborda a partir de análisis secuencia y de mapas y fotografías aéreas.

El estudio del registro estratigráfico

Bloque metodológico	Tipo de análisis	Cartografía	Tipo de medida	Escala temporal
Morfología de los cauces	Cuantitativo lineal	Meandros abandonados	Longitud (L) Anchura (W) Radio de curvatura (Rc)	1580-1983
		Cauces	Longitud de onda (LO) Índice de sinuosidad (IS)	1823-2004

Figura 8.1. Esquema-resumen del bloque metodológico de análisis de los datos gráficos 1D. Tipo de análisis, cartografías que se han utilizado, tipo de mapa y escala temporal.

en cambio, está supeditado a la cantidad y calidad de los afloramientos y que en estos medios se asocia casi siempre a la apertura de huecos mineros o la ejecución de obra civil. La escala temporal en este caso depende casi exclusivamente de las dataciones numéricas, aunque en muchos casos se puede apoyar en el análisis geomorfológico. Respecto a estos dos ámbitos de estudio, la presente Tesis tiene un enfoque fundamentalmente geomorfológico, aunque al final de la misma se lleva a cabo una aproximación al registro estratigráfico.

El análisis geomorfológico comienza con el estudio de los canales aluviales, para más tarde abordar por completo la geomorfología de la llanura aluvial. Así, en primer lugar se aplica una serie de medidas de tipo lineal, de longitudes, anchuras, sinuosidades, etc. y más tarde un análisis de tipo areal, principalmente orientado al cálculo de la migración. Finalmente, dentro del análisis de la geomorfología y también en dos dimensiones, se estudiarán los cambios de geomorfología fluvial completa (cauces, canales, barras, depósitos, etc.) y de los usos del suelo.

8.2.- Análisis de la morfología de los cauces

Los cauces fluviales libres o cauces aluviales, son elementos geomorfológicos especialmente sensibles a los factores que intervienen en un sistema fluvial, como son el clima, la disponibilidad de sedimento, e incluso la actividad humana, ajustando su forma con cierta rapidez a las diferentes variables (Richards, 1982). Esta característica los convierte en la expresión geomorfológica que mayor cantidad de información aporta acerca del ambiente de formación y dinámica de las llanuras aluviales (Brierley y Fryirs, 2006). Así, la respuesta geomorfológica de los cauces aluviales puede clasificarse, según Conesa García (1999) en tres grupos: 1) respuesta a corto plazo, donde el sistema incorpora variaciones parciales o locales, debidas a sucesos hidrológicas de cierta efectividad morfológica o a alteraciones de consecuencias inmediatas introducidas por el hombre, 2) a medio plazo, cuando estos ajustes se hallan más directamente relacionados por las actividades humanas que originan un desequilibrio temporal en el cauce y 3), a largo plazo, cuando el sistema fluvial experimenta ajustes

graduales y progresivos en busca de una situación de equilibrio con los cambios ambientales. En general la influencia de los factores naturales pierde protagonismo en las últimas etapas de evolución de las llanuras, dejando paso a la actividad humana como principal agente de cambio. El estudio de la dinámica y evolución de los tres sistemas fluviales elegidos, Manzanares, Jarama y Tajo, permitirá describir cambios en los tres intervalos.

En cuanto a la geometría, los cauces aluviales presentan un amplio rango de formas y dimensiones, normalmente alejados de patrones regulares (Richards, 1982). Esta heterogeneidad también dificulta su estudio, para lo cual se recurre a aplicación de clasificaciones, que acotan los rangos de valores de las geometrías y permiten ajustar las formas naturales a patrones o modelos más sencillos. La clasificación de canales y formas fluviales comienza en la década de los 70 (ver Ollero Ojeda, 1989) y se podría decir que la variedad de clasificaciones es acorde con la heterogeneidad de los ríos y con las técnicas utilizadas. Sin embargo, tradicionalmente los ríos se han agrupado en tres grandes grupos, rectos, meandriiformes y entrelazados. Varios autores han llegado a tal conclusión trabajando con diferentes variables concretas. Leopold y Wolman, (1957) consideran la pendiente y el caudal a canal lleno; Schumm y Khan, (1972) se basan en los umbrales de cambio en función de la sinuosidad-pendiente y la carga de sedimento-pendiente; Parker, (1976) utiliza las relaciones pendiente-número de *Froude* y de profundidad-anchura de los

cauces; Broherton, (1979), la erodabilidad de los bancos y capacidad de transporte del sedimento; Schumm, (1985), además del número de canales y la sinuosidad, considera la estabilidad lateral de los ríos; etc.

Las nuevas necesidades de solucionar los conflictos creados por la interacción entre el hombre y el sistema fluvial, así como restauración de ríos y riberas, favorecen el desarrollo de clasificaciones con componentes medioambientales y de gestión. Así, Brierly y Fryirs (2006) desarrollan una clasificación **sistemática**, orientada a cubrir tres grandes objetivos: 1) descripción geomorfológica, 2) explicación de la dinámica fluvial, y 3) predicción de los ajustes en el futuro. El resultado final está más cerca del conocimiento global del sistema fluvial en cuestión, que de una clasificación propiamente dicha, permitiendo un análisis inmediato y aplicable a un amplio rango de ríos. Sin embargo su utilización requiere una gran cantidad de datos. En el otro extremo, Ollero Ojeda (2000), propone una clasificación **descriptivo-comparativa**, donde interesa más tipificar tramos fluviales que explicar su funcionamiento integrado. Para ello utiliza dos criterios de definición: 1) topográfico-geomorfológico asociado al funcionamiento geomorfológico y con los ecosistemas asociados y 2) paisajístico. Al contrario que la anterior, la clasificación está orientada a la ordenación, planificación y restauración del sistema fluvial con aplicación al sector medio del río Ebro, resultando en 17 tipos de tramos. Ollero et al. (2003) y (Díaz Bea y Ollero Ojeda, 2005) amplían esta clasificación

atendiendo a la pendiente y geomorfología del cauce, y la geomorfología del valle, con el fin de obtener tramos fluviales funcionalmente homogéneos, que sirvan como base para la aplicación de la Directiva Marco de Aguas (2000/60/CE), en los cursos fluviales de Aragón y el río Ebro respectivamente.

En esta Tesis buscamos el equilibrio entre una clasificación sistemática porque necesitamos clasificar más de 140 km de cauce en tres ríos diferentes y otra descriptiva, porque recurrimos al conocimiento local de los sistemas fluviales en la zona de estudio. El objetivo concreto es la identificación y discriminación de los tramos con mayor y menor capacidad de cambio, incluyendo además en el estudio los registros más antiguos, que suelen ser muy significativos pero poco detallados (fig. 8.1). Para ello desarrollamos un análisis de la geometría en planta de los canales aluviales.

8.3.- Propuesta de clasificación de los cauces de la zona de estudio.

Según Bridge (2003), las clasificaciones basadas total o parcialmente en registros gráficos, contienen deficiencias porque tanto los canales como las formas asociadas (barras, etc,...) cambian de forma en función del caudal sólido y líquido. Por tanto, los cauces clasificados a través de mapas y fotografías aéreas, caracterizan un momento concreto en el tiempo, que puede no ser representativo en periodos temporales más amplios. Howard et al.

(1970), Kellerhals et al. (1976) y Rust, (1978), proponen precisamente el estudio de los ajustes del cauce a su caudal medio. Estos ajustes resultan complejos cuando se aborda el estudio de un río a lo largo de periodos relativamente largos y, prácticamente imposible, cuando se realiza un estudio combinado con mapas históricos, topográficos y fotografías aéreas, como es nuestro caso. Por tanto, a la hora de abordar el estudio de un cauce, uno de los primeros pasos a dar es la elección o elaboración de una clasificación de su geometría, que debe ser acorde con los objetivos marcados y el tipo y calidad de los datos disponibles (Bridge, 2003). En este caso, tratándose de ríos de un solo canal formados en general por arcos de meandro (con una sinuosidad media baja), se considerarán las siguientes variables: longitud de meandro (L), anchura (W), mitad de la longitud de onda (LO), radio de curvatura (Rc) e índice de sinuosidad ($IS = L/LO$).

Respecto a los tres ríos considerados, nos enfrentamos con algunos problemas derivados sobre todo de la baja sinuosidad de los cauces. En un primer momento se aplicó la relación planteada por Brice, (1964), ($IS = \text{longitud} / \text{longitud de onda}$), el cual clasifica los ríos en rectos ($IS < 1,05$), sinuosos ($IS = 1,05-1,3$) y meandriformes ($IS > 1,3$). El mismo autor establece que la curvatura mínima teórica que debe tener un arco para ser considerado un meandro, es que ésta sea algo mayor que el radio de curvatura y que el ángulo central es aproximadamente 1 radian. Sin embargo,

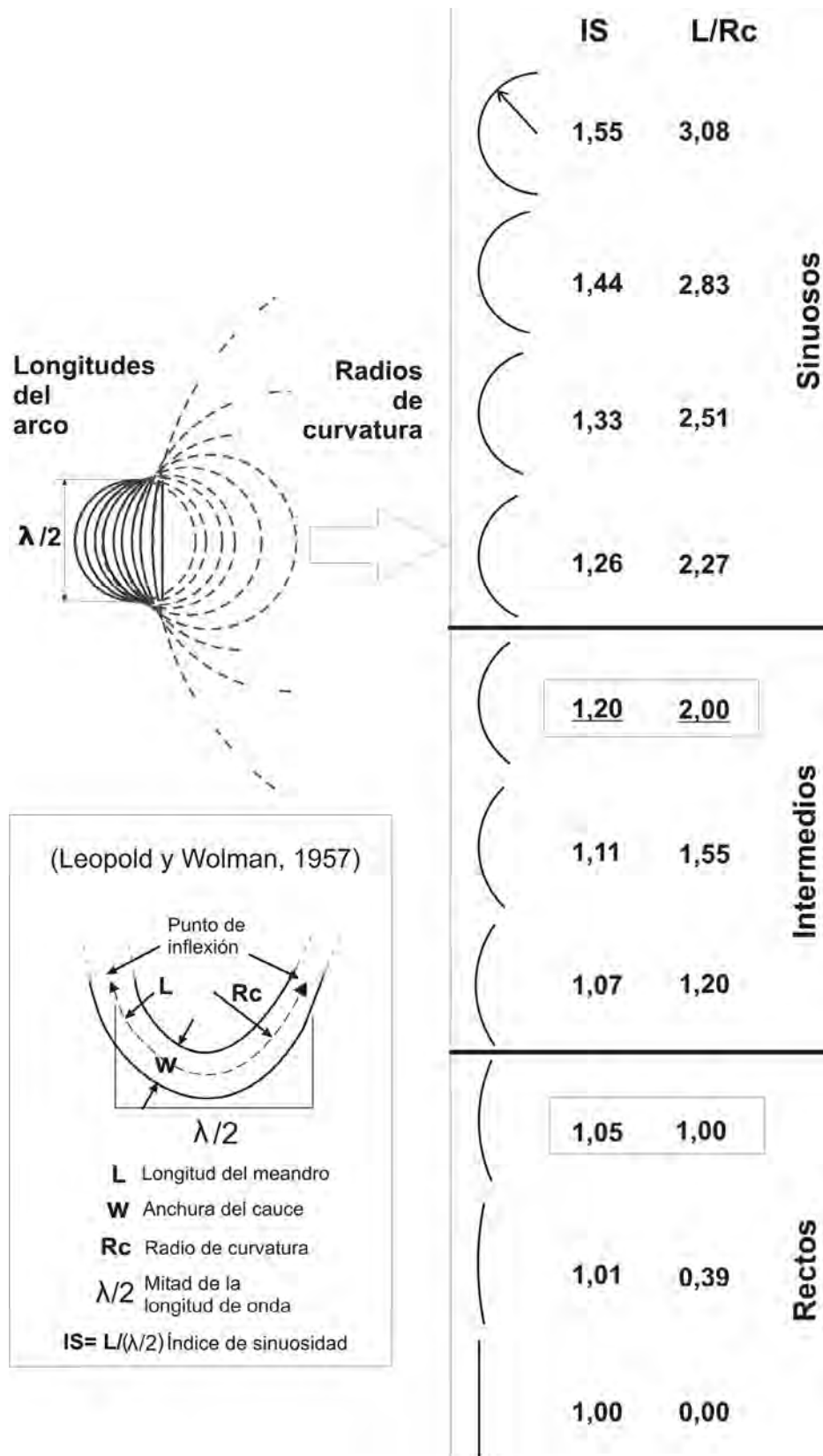


Figura 8.2. Cálculo teórico de los límites de curvatura (sinuosidad) utilizados para diferenciar tramos rectos, intermedios y sinuosos en la zona de Tesis. Esquina inferior izquierda los elementos principales de un arco de meandro (Modificado de Brice, 1964).

esta clasificación plantea una serie de problemas en los tres ríos considerados, porque coexisten de forma natural, tramos meandriiformes, sinuosos e incluso rectos.

La baja sinuosidad del río Tajo ya fue señalada por Conesa García, (1992), y en el río Jarama por Garzón y Alonso (1995), caracterizado además por tener tramos de mayor y menor movilidad. También Ollero Ojeda (1990) establece tramos del río Ebro con valores de sinuosidad entre 1,2 y 1,4, que caracteriza como de transición entre el canal recto y el meandriiforme.

La superposición en planta de los cauces en 1823 (Tajo), 1877, 1945, 1956, 1972, 1983, 1999 y 2004, ha permitido determinar la existencia de tres grupos de tramos, cuya dinámica y ajustes en el tiempo son completamente distintos. A simple vista se distinguen en los tres ríos tramos **rectos**, sin cambios en el tiempo; de muy **baja sinuosidad**, con pequeñas traslaciones aguas abajo y rara vez migración lateral, y **sinuosos**, que concentran la mayor parte de los cambios (migración y estrangulamiento). Precisamente los tramos más activos, los **sinuosos**, se encuentran en un rango de sinuosidad comprendido entre 1,05 y 1,30 junto con los de baja sinuosidad. Por lo tanto, surge la necesidad de considerar por separado los tramos con diferentes valores de sinuosidad a lo largo de los cauces y por otro, la de establecer una mayor precisión en los límites para sinuosidades muy bajas (**<1,3**).

Habitualmente los límites de sinuosidad en sistemas fluviales se calculan a partir de las relaciones entre la longitud y la anchura (ver Schumm, 1977, Richards, 1982 y Knighton, 1984, entre otros). En este caso de estudio la distorsión de la anchura del cauce en los mapas históricos puede alterar la clasificación de los tramos. Conesa García (1992) recomienda, para diferenciar el trazado de un río, relacionar la sinuosidad con otros parámetros como la pendiente longitudinal de los cursos, la geometría de los lóbulos de meandro, el contorno de los relieves montañosos y el grado de encajamiento. Sin embargo, teniendo en cuenta la disponibilidad de datos y los objetivos marcados, se ha establecido un sistema de clasificación que tenga en cuenta la longitud y los radios de curvatura, que son las medidas más fiables en los registros históricos.

La medida sistemática del radio de curvatura en la zona de estudio, ha permitido determinar de forma cualitativa, el límite entre los que a priori hemos considerado tramos sinuosos y de baja sinuosidad, el radio de curvatura es la mitad de la longitud del arco de meandro. Por otro lado, los tramos de baja sinuosidad son completamente estables (inmóviles), como los rectos cuando el radio de curvatura es igual a la longitud del arco.

Para establecer con mayor exactitud los límites entre los tres tipos de tramos y

aplicar el mismo criterio a lo largo de los tres ríos, se ha generado un modelo teórico de geometrías (fig. 8.2). Concretamente se ha construido una serie de arcos a partir de media circunferencia hasta una línea recta, manteniendo la longitud de onda constante. A continuación se ha calculado la variación de la longitud (L), el radio de curvatura (R_c) y el índice de sinuosidad (IS) para toda la serie de meandros teóricos. De este modo se ha podido establecer el límite entre rectos e intermedios cuando la longitud del arco y el radio de curvatura tienen el mismo valor. En este punto el índice de sinuosidad es de 1,05. El límite entre arcos intermedios y sinuosos se establece cuando la longitud del arco es el doble que el radio de curvatura. En este otro punto el índice de sinuosidad es 1,20.

Los límites quedan por tanto establecidos de la siguiente manera: **tramos rectos** $IS < 1,05$ y $L/R_c = 1,00$; **intermedios** $IS = 1,05-1,20$ y $L/R_c = 2,00$ y **sinuosos** $IS > 1,20$ y $L/R_c > 2,00$.

A continuación definimos tramos homogéneos a lo largo del río. Un tramo puede estar formado únicamente por un solo arco de meandro o por varios con sinuosidades comprendidas entre estos límites establecidos. La clasificación de cada meandro se puede determinar cuantitativamente bien, sabiendo la longitud del meandro, la longitud de onda y el radio de curvatura, o bien ajustando los arcos teóricos a lo largo del río en un Sistema de Información Geográfico

(SIG). Cada tipo de tramo será objeto de un análisis diferente. Así, los tramos sinuosos son los que focalizan la mayor parte del trabajo por ser precisamente los tramos con mayor número de cambios. Concretamente se estudiará la variación de su número y dimensiones en el tiempo y en el espacio. Los tramos intermedios y rectos ofrecen mucha menos información y serán considerados aparte mediante un estudio menos detallado.

8.4.- Tramos sinuosos (arcos de meandro):

Los arcos de meandro de un río son los protagonistas de la construcción y evolución de una llanura aluvial, existiendo una estrecha relación entre la forma de un canal aluvial, y los procesos fluviales y sedimentarios, (Hooke 2007). Para Leopold y Wolman, (1960) la mayoría de los canales naturales tienen un trazado sinuoso, y de hecho, no es fácil encontrar un canal recto con una longitud que exceda 10 veces su anchura. Esto es debido a la interacción entre el caudal líquido y sólido de un río, a través de la erosión y sedimentación, que siempre desencadena la formación de barras y un flujo asimétrico en el cauce. La evolución de un flujo asimétrico provoca a su vez un flujo helicoidal y el desarrollo de un canal de sección asimétrica y planta curva o arco de meandro. En planta, un arco de meandro está definido por la longitud del canal, anchura, amplitud, radio de curvatura y

longitud de onda (Leopold y Wolman, 1957) (fig. 8.2). La relación de esta geometría y los caudales líquidos y sólidos, ha sido objeto de numerosos estudios en el ámbito de la geomorfología fluvial (ver Bridge y Dominic, 1984; Hooke, 2007, entre otros). Este tipo de relaciones normalmente se pueden establecer para periodos cortos, con registros instrumentales de caudales líquidos, en suspensión y sólidos (Brierly y Fryirs, 2006). Sin embargo es interesante ampliar al máximo la escala temporal de trabajo, para mejorar la comprensión de la evolución fluvial. Para ello se puede considerar el estudio de los meandros abandonados, como la expresión en el pasado de los cauces fluviales en las llanuras aluviales.

Los meandros abandonados son considerados como el episodio final del desarrollo por migración lateral de un arco de meandro, incluso en condiciones de equilibrio, donde no hay cambios significativos de la sinuosidad general (Hooke, 1995a y b). En el ámbito de la geomorfología se han estudiado sobre todo las causas que provocan los estrangulamientos, (Mattes, 1947; Fisk, 1952; Coleman, 1969; Schumm, 1969; Kulemina, 1973; Mosley, 1975; Hooke y Redmon, 1992, entre otros), así como las consecuencias en la sinuosidad general de los ríos (Lewis and Lewin, 1983 y Hooke, 1991). En relación con la variación de los factores hidroclimáticos, han sido especialmente utilizados en reconstrucciones paleohidrológicas

(ver Gregory, 1983). También se han utilizado en el estudio de las variaciones hidroclimáticas y la intervención del hombre en los ríos en periodos históricos (Lewis and Lewin, 1983; Hooke y Harvey, 1983; Hooke y Redmon, 1989; Petts, 1989; Braga y Gervasoni, 1989; Lecce, 1997; Uribe Larrea et al, 1999 y Uribe Larrea et al, 2003). Desde un punto de vista sedimentológico, los meandros abandonados actúan como zonas de captación de sedimento dentro de la llanura, registrando los sucesivos eventos de inundación, desde el abandono del arco hasta su completa colmatación (Shields y Abt, 1989), lo cual se ha tenido en cuenta en estudios de la evolución y cronología de las llanuras aluviales, (Allen, 1965; Bridge et al., 1986; Erskine et al., 1992, Johnson y Paynter, 1967; Galiano y Howard, 1984).

Todas estas características hacen especialmente interesante el estudio de los meandros abandonados, aunque al mismo tiempo ofrecen diversas limitaciones. En primer lugar sólo representan un pequeño tramo fluvial que no tiene porqué ser completamente representativo de un segmento más amplio. Hay que tener en cuenta que en ríos sinuosos y meandriformes coexisten en un mismo tramo fluvial arcos de meandro de diverso tamaño y forma. Además, suelen experimentar cambios en su anchura, por degradación de las márgenes con el tiempo (Reindfelds y Bishop 1998). La longitud tampoco es un parámetro muy exacto

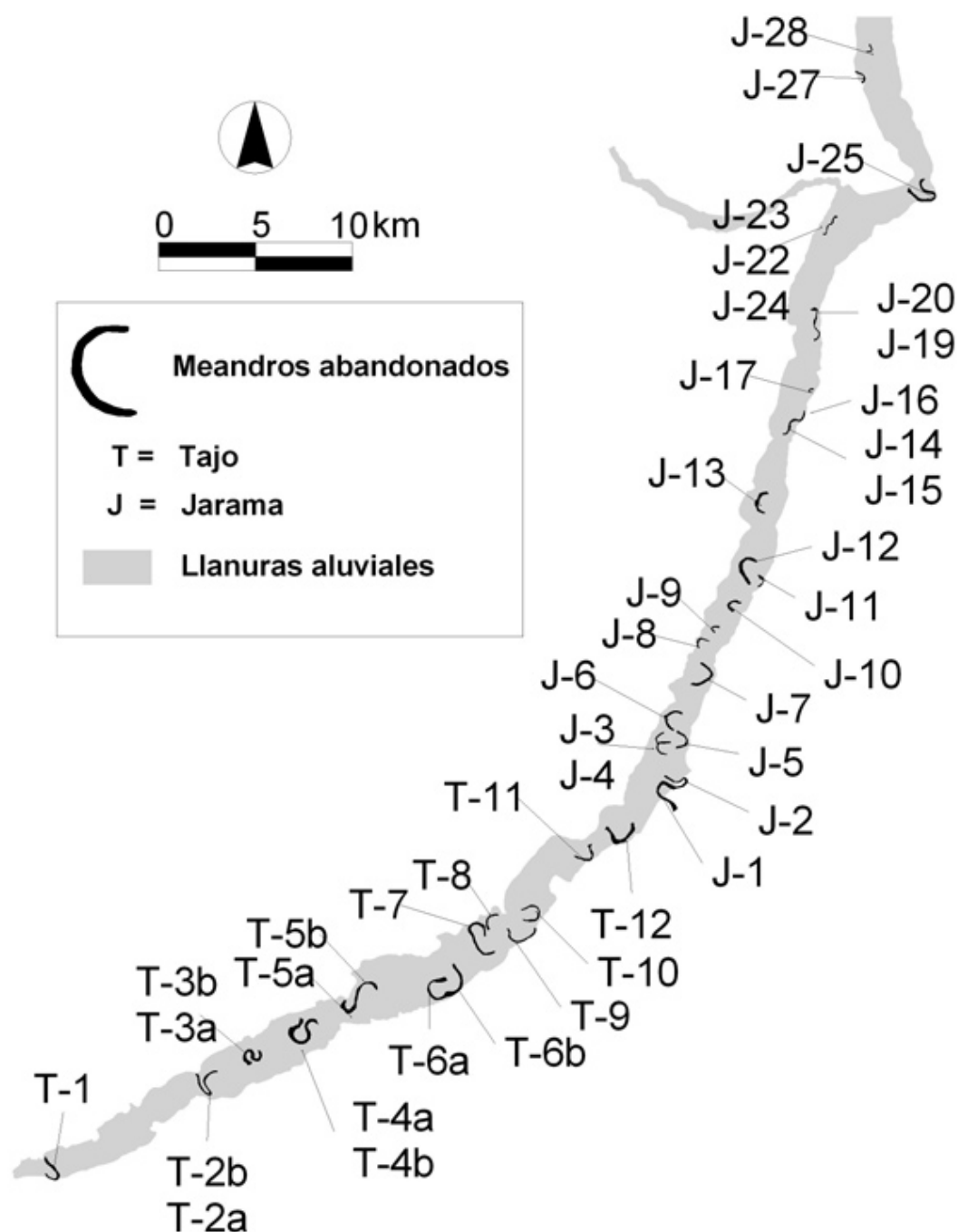


Figura 8.3. Cartografía de los meandros abandonados en los ríos Jarama y Tajo entre Toledo y Mejorada del Campo.

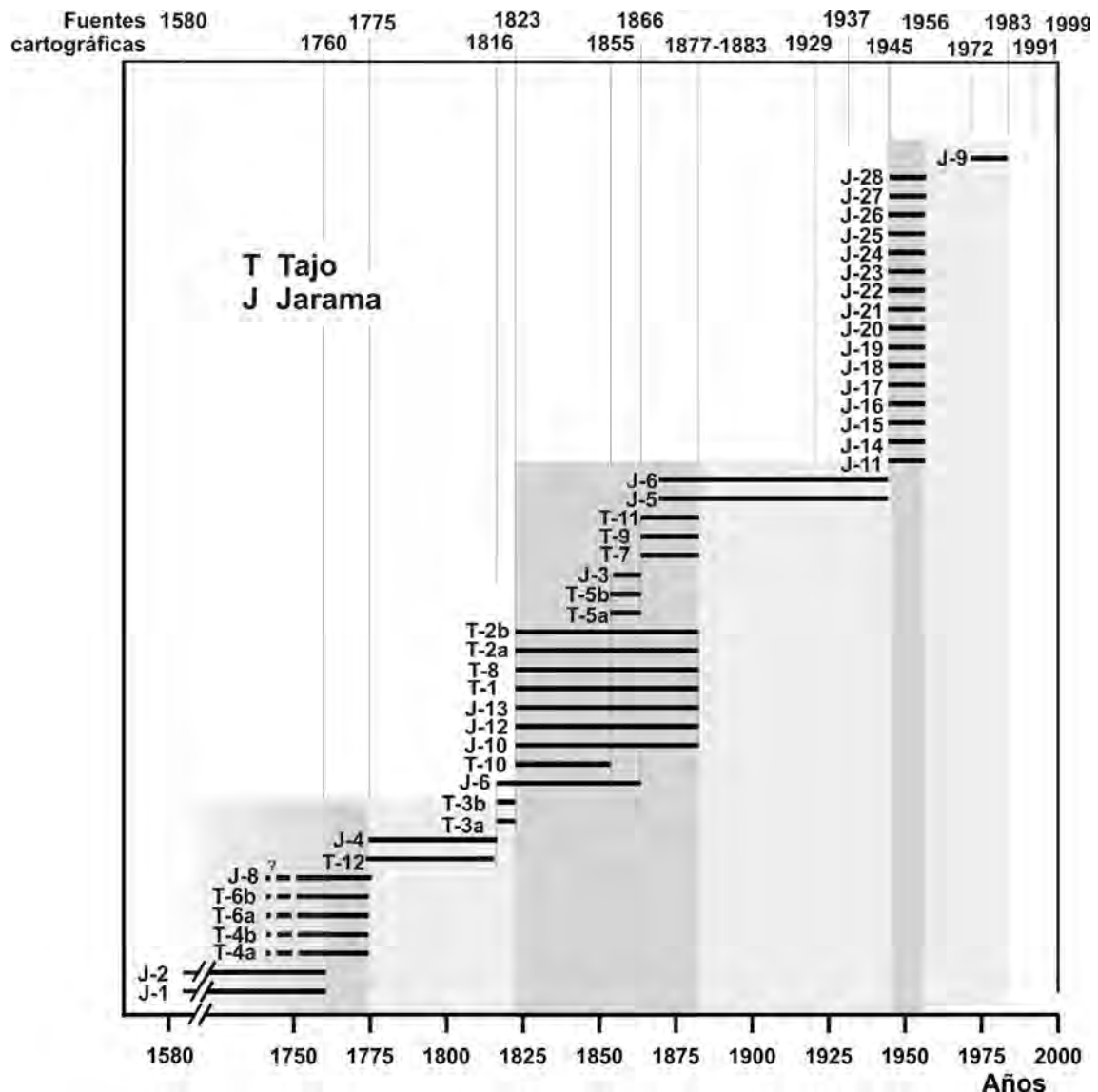


Figura 8.4. Datación de los arcos de meandro de los ríos Jarama y Tajo. Cada barra corresponde a un arco de meandro y la longitud de la misma indica el intervalo temporal su estrangulamiento, acotado mediante la comparación de mapas históricos y fotografías aéreas. J y T correspondientes al río Jarama o Tajo respectivamente. El número es el equivalente en el mapa de la figura 3. 1 a 7 intervalos de estrangulamiento.

porque el proceso de estrangulamiento y reajuste posterior erosiona parte del cauce abandonado, reduciendo así su longitud. Algo parecido ocurre con la longitud de onda.

Teniendo en cuenta estas limitaciones se estudiará en primer lugar la secuencia de estrangulamiento de los

arcos de meandro abandonados, para a continuación analizar su geometría junto con los arcos de meandro activos que forman los tramos sinuosos.

8.4.1.- Número de arcos de meandro abandonados y secuencias de estrangulamiento.

Los arcos de meandro abandonados se han digitalizado tomando como base la ortofoto del año 1972, que es la de mayor escala y menor error (<1.27 m, ver tabla 6.5). En la llanura aluvial del río Manzanares se han detectado únicamente dos meandros abandonados, producidos entre 1983 y 1999, que no se han tenido en cuenta en este estudio. En cuanto a los ríos Jarama y Tajo se han considerado únicamente aquellos que han podido ser datados con los mapas históricos disponibles. En total se han considerado 28 meandros abandonados en el río Jarama y 17 en el río Tajo que han sido enumerados consecutivamente hacia aguas arriba (fig. 8.3). A continuación, con ayuda de los mapas históricos, topográficos y fotografías aéreas se ha estimado la fecha de estrangulamiento. Esta datación está expresada en forma de intervalo entre mapas consecutivos, donde un arco activo en el primer mapa no aparece en el siguiente y además encontramos su expresión geomorfológica en la llanura aluvial actual. Numerosos arcos de meandro abandonados del río Jarama, al norte de la confluencia con el río Tajuña, no han sido considerados porque no hay mapas históricos en este sector del valle que permitan datarlos. Tampoco se pueden utilizar técnicas de datación numéricas tradicionales porque la

mayoría han desaparecido por la actividad minera.

8.4.1.a Descripción de los resultados

A pesar de la diferente calidad y cantidad de los datos gráficos, se aprecia una distribución de grupos de estrangulamientos que alternan con intervalos de tiempo durante los que apenas se producen meandros abandonados (fig. 8.4):

- 1) **2** Estrangulamientos, J-1 y J-2, entre los años 1580 y 1735
- 2) **4** Estrangulamientos, T-4 a, T-4b, T-6 a y T-6 b, entre los años 1735 y 1775.
- 3) **2** Estrangulamientos, T-12 y J-4, entre los años 1775 y 1816.
- 4) **19** Estrangulamientos, T-3a, T-3b, J-6, T-10, J-10, J-12, J-13, T-1, T-8, T-2a, T-2b, T-5a, T-5b, J-3, T-7, T-9, T-11, J-25 y J-26, entre los años 1816 y 1877
- 5) **2** Estrangulamientos, J-5, J-6, entre 1877 y 1945
- 6) **16** Estrangulamientos, J-11, J-14, J-15, J-16, J-17, J-18, J-19, J-20, J-21, J-22, J-23, J-24, J-25, J-26, J-27 y J-28, entre los años 1945 y 1956.
- 7) **1** Estrangulamiento, J-9, entre los años 1972 y 1983.

En los grupos pares, 2, 4 y 6, el número de estrangulamientos es sensiblemente mayor. Sin consideramos en esta distribución la variación en la longitud total de los cauces principales,

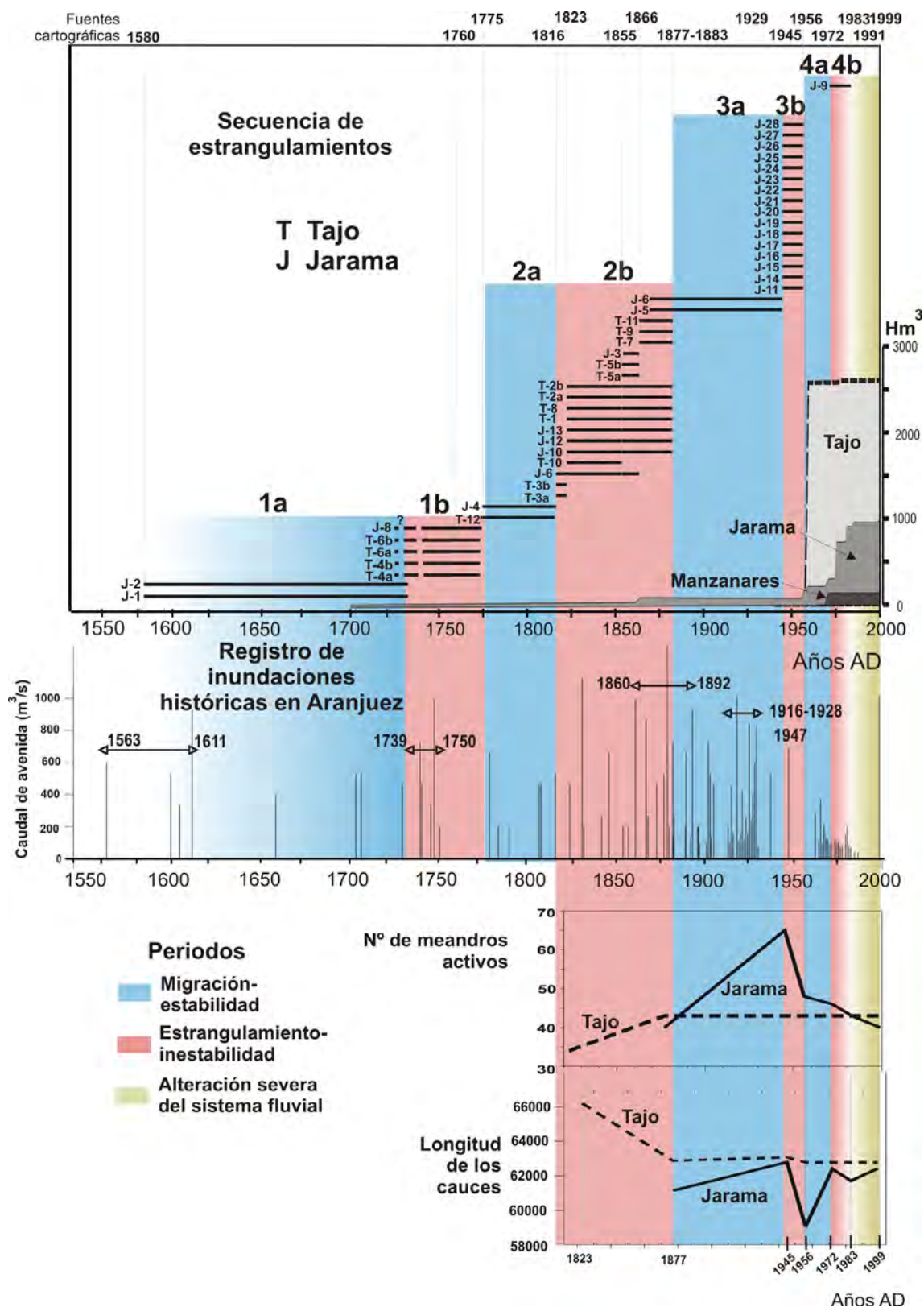


Figura 8.5. Ciclos de estrangulamiento y migración en los ríos Jarama y Tajo. Comparación de procesos hidroclimatológicos y ajustes geomorfológicos. De arriba abajo, secuencia de estrangulamientos; capacidad de los embalses que afectan a los dos ríos; registro histórico de inundaciones; número de arcos de meandro activos y longitud total de los cauces.

podemos ver cómo durante los periodos con menor número de estrangulamientos, la longitud de los cauces aumenta, así como el número de meandros activos (fig. 8.5). Es decir, la distribución de los cambios (estrangulamientos, número de meandros activos y longitud de los cauces), define la existencia periodos donde predomina la migración lateral, seguidos de periodos donde se registra un mayor número de estrangulamientos. Lógicamente, estos periodos deben tener una relación genética de modo que se pueden agrupar en ciclos que comienzan con el periodo de mayor migración y acaban con el periodo de estrangulamiento:

Ciclo 1, periodo **a** (1580-1739),
periodo **b** (1739-1775),

Ciclo 2 periodo **a** (1775-1816),
periodo **b** (1816-1877)

Ciclo 3 periodo **a** (1877-1945),
periodo **b** (1945-1956)

Ciclo 4 periodo **a** (1956-1972),
periodo **b** (1972-2004).

Está claro que los límites de los diferentes periodos están definidos por la edición de los mapas. Una mayor frecuencia de mapas permitiría establecer con mayor precisión los límites de cada periodo o incluso la detección de un mayor número. Sin embargo, hay que señalar también la existencia de varios mapas dentro de algunos periodos que no modifican la duración del periodo.

En la zona de estudio ya ha sido

documentada la relación directa entre eventos de inundación y ajustes por estrangulamiento, tanto en el río Henares (Pérez-González, 1969 y Uribelarrea et al., 1997), como en los ríos Jarama y Tajo (Uribelarrea et al. 2003). En este caso se ha contrastado la distribución temporal de los 4 ciclos con el registro de inundaciones históricas reconstruido para el río Tajo en Aranjuez por Benito et al. (2003) (ver figura 8.5). Por otro lado, dado que el último ciclo está claramente afectado por la construcción de presas y la regulación de los caudales punta, se ha considerado esta capacidad potencial creciente de las presas en la estabilidad de los cauces.

Con los nuevos datos considerados, se detallan a continuación las características de cada uno de los ciclos geomorfológicos definidos:

Ciclo 1. (1580-1735)

En este primer ciclo están reunidos los estrangulamientos más antiguos y por tanto datados con menor precisión. Durante la etapa de migración, **1a** (1580-1735) únicamente se producen 2 estrangulamientos (J-1, J-2). En cambio, entre 1735 y 1775 (**1b**) se producen cuatro, (T4 a, T-4b, T-6a y T6b) (fig. 8.5). Por su antigüedad tampoco es posible determinar las consecuencias de estos ajustes en la forma y longitud de los cauces.

Entre estas fechas los datos hidroclimáticos son escasos y poco precisos. Sin embargo parece que la

segunda etapa, de estrangulamientos, coincide con una mayor concentración de eventos de inundación entre los años 1739 y 1750.

Ciclo 2. (1775-1877)

Durante el periodo **2a**, de migración del cauce, se registran sólo dos estrangulamientos, (T-12 y J-4).

En el segundo periodo **2b**, entre 1816 y 1877 hay 19 estrangulamientos de los cuales 10 son del Tajo y 7 del Jarama. La longitud de los meandros abandonados del Tajo suma un total de 19.438 m. Sin embargo el cauce del río Tajo sólo disminuye 3.329 m porque se forman 9 nuevos meandros activos que compensan esa pérdida.

En el río Jarama la longitud de los meandros abandonados en el mismo periodo (1816-1877), suma 7.970 m pero el cálculo de la longitud total del río no se puede realizar por falta de precisión en el mapa de 1823.

Claramente el grupo de 19 estrangulamientos coincide con el inicio del periodo de mayor actividad hidrológica (1860-1892), durante el cual se registran 15 eventos de inundación, seis de los cuales superan los 500 m³/s y uno de ellos alcanza los 1.000 m³/s.

Ciclo 3 (1877-1956)

Durante los 68 años que dura el periodo **3a** (1877-1945), sólo se registran 2 estrangulamientos, ambos en el río

Jarama. Sin embargo este periodo coincide con otro grupo importante de inundaciones históricas, entre 1916 y 1928, con 17 inundaciones, de las cuales 3 superan los 450 m³/s y dos de ellas alcanzan los 635 y 762 m³/s. Sin embargo, los datos geomorfológicos confirman que los cauces se encuentran en una etapa de recuperación de su longitud. Aunque la longitud de los dos meandros abandonados suman 3.414 m, el río Jarama aumenta en 5.065 m, con el desarrollo de 15 nuevos arcos de meandro (fig. 8.6). Los eventos de inundación inducen entonces a la recuperación del sistema a través de la migración lateral de los cauces. Si acudimos a las fuentes cartográficas, podemos ver cómo entre 1877 y 1945 hay dos mapas topográficos a escala 1:50.000 de toda la zona, 1929 y 1937, en los que se ha modificado la cartografía del trazado del río solamente en caso de estrangulamiento (J-5 y J-6). Por tanto, no ha quedado documentada la migración lateral de los meandros, por considerarse seguramente un cambio menor en la geografía.

Por el contrario el Tajo, para el mismo intervalo de tiempo, apenas aumenta 200 m de longitud. Incluso mantiene el mismo número de arcos de meandro activos, 43. Este hecho evidencia que la dinámica fluvial en los dos ríos es muy diferente, algo que también se puede apreciar en la comparación del trazado de los cauces en 1877 y 1945 (fig. 8.7).

A continuación, en el periodo **3b**, (1945-1956), se registran en el río Jarama 16 estrangulamientos. La longitud total de los meandros abandonados es de 11.087m y la longitud completa del cauce disminuye 3.380m. Curiosamente durante este tiempo sólo hay un evento de inundación, en 1947, aunque de gran magnitud. Parece por tanto que el sistema evoluciona mediante la migración lateral de los arcos de meandro, hasta alcanzar una situación inestable o de umbral de cambio. A partir de ese momento un solo evento de inundación desencadena el reajuste de todo el sistema.

De nuevo en el río Tajo, para el periodo 1945-1956 no se registra ningún cambio de importancia. Permanece el mismo número y posición de sus arcos de meandro y tan sólo se ha cuantificado una reducción de 291 m de su longitud total. La comparación de los trazados evidencia una respuesta muy diferente de los dos ríos y sobre todo la nula evolución del río Tajo (fig. 8.8). Hay que subrayar que este hecho ocurre antes del inicio de la regulación de caudales en cabecera con la terminación de los pantanos Entrepeñas y Buendía en el año 1956. Es decir, prácticamente se trata de una tendencia natural del río.

Ciclo 4 (1956-2000)

Durante la etapa de estabilidad **4a**, (1956-1972) el río Jarama recupera prácticamente la longitud que tenía en 1945, antes de los 16 estrangulamientos

(63.067 en 1945 y 62.776 en 1972) (fig. 8.5). Hay dos meandros activos menos, que suman unos 1.700m, que han sido eliminados por la actividad minera entorno al cauce al norte de Titulcia. No se han considerado por tanto como estrangulamientos naturales. Aguas abajo, el río Tajo sigue sin experimentar ningún cambio importante en su trazado.

A partir de 1972 se podría considerar el inicio de el periodo de inestabilidad, **4b**, sin embargo la alteración del sistema fluvial, especialmente del río Jarama, es tan importante que resulta prácticamente imposible identificar procesos naturales. A partir de esta fecha la evolución del río está condicionada por la actividad humana, a través de la regulación de caudales con la terminación de la presa de El Atazar y la actividad humana dentro de la llanura aluvial.

Entre 1972 y 1983 hay solamente un estrangulamiento, (**J-9**), cuya longitud de meandro (750 m) coincide prácticamente con la disminución de la longitud del río Jarama (695 m). Es decir, a partir de 1972 el río Jarama ha perdido la capacidad de recuperación de la longitud por migración lateral de sus márgenes.

En líneas generales el inicio de cada periodo de estrangulamientos coincide con un aumento en la magnitud y frecuencia de inundaciones. Sin embargo, después de un periodo de estrangulamiento los eventos de inundación sólo provocan la migración lateral de los meandros. Por



Figura 8.6. Comparación del trazado del cauce del río Jarama entre los años 1877 y 1945.

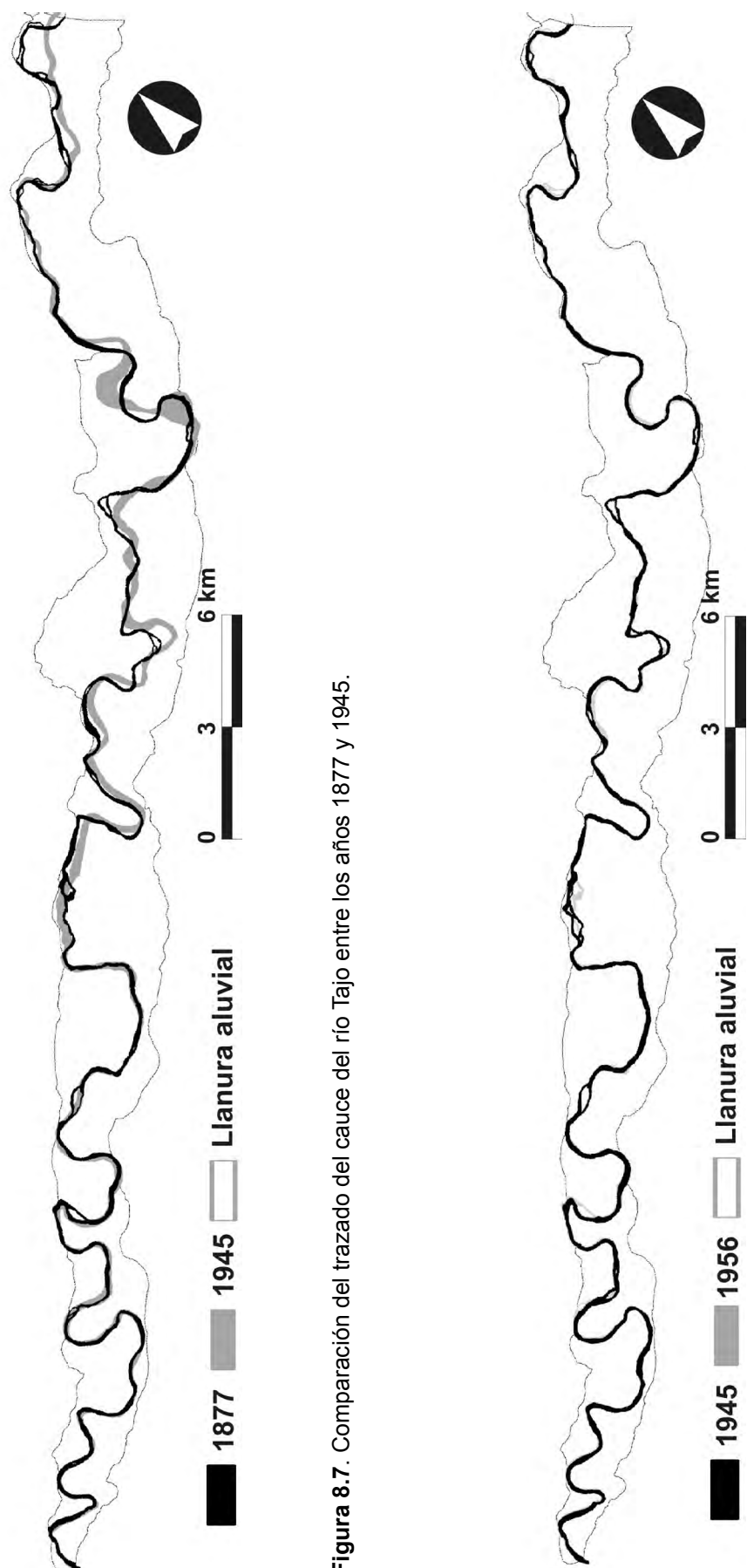


Figura 8.7. Comparación del trazado del cauce del río Tajo entre los años 1877 y 1945.

Figura 8.8. Comparación del trazado del cauce del río Tajo entre los años 1945 y 1956.

ejemplo en el **ciclo 3** (1877-1956), las inundaciones se concentran en el periodo **a** de migración (1877-1945), provocando el desarrollo de 15 meandros activos y sólo 2 estrangulamientos. En el periodo **b** (1945-1956) de ese mismo ciclo, cuando la longitud y el IS han aumentado, el sistema está próximo al umbral de cambio y una sola inundación provoca 16 estrangulamientos. Sin duda los eventos de inundación son el principal motor de cambio en los ríos Jarama y Tajo, sin embargo, los ajustes que desencadenan (migración o estrangulamiento) dependerán de la geometría de los cauces. Un tipo u otro de ajuste dependen entonces de un umbral de cambio, que puede estar definido por la sinuosidad de los cauces. Al menos en el río Jarama ya fue señalada la existencia de estrangulamientos tras alcanzar un “umbral morfológico de apuntamiento” (Garzón y Alonso, 1995). El análisis de la geometría y dimensión de los meandros permitirá más adelante, establecer los valores de sinuosidad más favorables al estrangulamiento de los meandros en los ríos Jarama y Tajo.

8.4.1.b Consideraciones parciales

- Los ajustes por estrangulamiento en los ríos Jarama y Tajo pueden agruparse en **4 ciclos**, compuestos cada uno por un periodo con predominio de la migración (**a**) seguido de otro con mayor número de estrangulamientos (**b**):

Ciclo 1, periodo **a** (1580-1739),

periodo **b** (1739-1775),

Ciclo 2 periodo **a** (1775-1816),

periodo **b** (1816-1877)

Ciclo 3 periodo **a** (1877-1945),

periodo **b** (1945-1956)

Ciclo 4 periodo **a** (1956-1972),

periodo **b** (1972-2004).

- La precisión de los límites propuestos para estos ciclos depende en buena medida de los registros gráficos disponibles.
- Durante el periodo de migración se generan nuevos arcos de meandro y la longitud total de los cauces aumenta. Esta situación se prolonga hasta alcanzar un umbral o situación inestable, a partir de la cual el sistema es muy proclive a generar ajustes por estrangulamiento. El factor desencadenante puede ser un solo evento de inundación si el sistema está cercano a un umbral de cambio.

8.4.2.- Variación de la geometría de los meandros en el tiempo.

Para estudiar la geometría de los arcos de meandro se ha optado por calcular las medidas que definen los arcos en planta: longitud del arco (**L**), anchura (**W**), radio de curvatura (**R_c**), mitad de la longitud de onda (**LO**) e índice de sinuosidad (**IS= L/LO**). En el caso de los meandros abandonados estas medidas se han tomado en la cartografía topográfica basada en la ortofoto del año 1972, que es la más precisa disponible. Los meandros activos de cada año se han medido en su correspondiente cartografía, desde 1877

hasta 2004.

En el caso de los meandros abandonados, los valores obtenidos se han representado de forma similar a la secuencia de estrangulamiento de la figura 8.5. Pero en este caso las barras horizontales que definen el intervalo de estrangulamiento se posicionan en el eje de ordenadas de acuerdo al valor que representan. Por su parte, los meandros se estarán representando en ordenadas por puntos en cada año considerado: 1823 (Tajo), 1877, 1945, 1956, 1972, 1983, 1999 y 2004.

8.4.2.a. Geometría de los meandros del río Manzanares:

Los valores de **L**, **Rc**, **LO**, **W** e **I.S.** están recogidos en las tablas 8.1, 8.2, 8.3, 8.4 y 8.5 (Anexo II). Estos valores se han representado en la figura 8.9 y la cartografía de los arcos de meandro activos del río Manzanares se encuentra en la figura 8.10 y mapa 8.1 del Anexo I.

En el mapa topográfico de 1877, el río Manzanares aparece representado con un cauce muy ancho y con un trazado muy suavizado. Por esta razón todos los valores son claramente superiores a los medidos con fotografía aérea en 1945 y el **IS** es el menor de la serie (fig. 8.9).

A partir de 1945 los valores de longitud (**L**), longitud de onda, (**LO**) y radio de curvatura (**Rc**) de los meandros activos disminuyen con el tiempo. Proporcionalmente **L** disminuyen menos

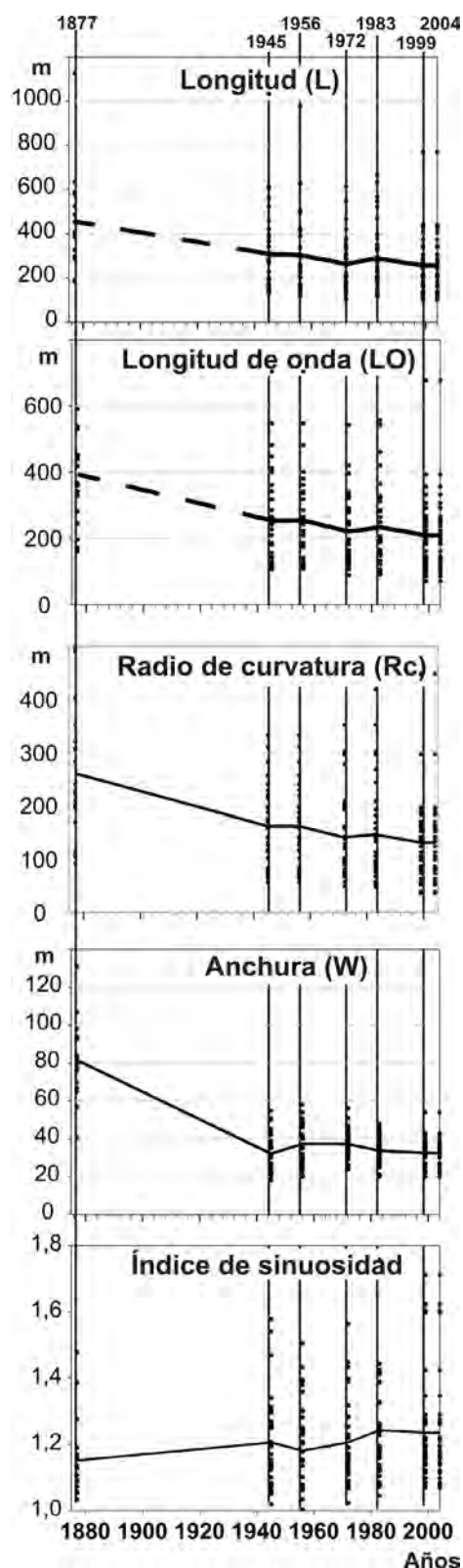


Figura 8.9. Proyección de los valores de longitud, longitud de onda, anchura, radio de curvatura e índice de sinuosidad de los arcos de meandro activos (puntos), en los años 1877, 1945, 1956, 1972, 1983, 1999 y 2004. Las líneas indican el valor medio para cada año.

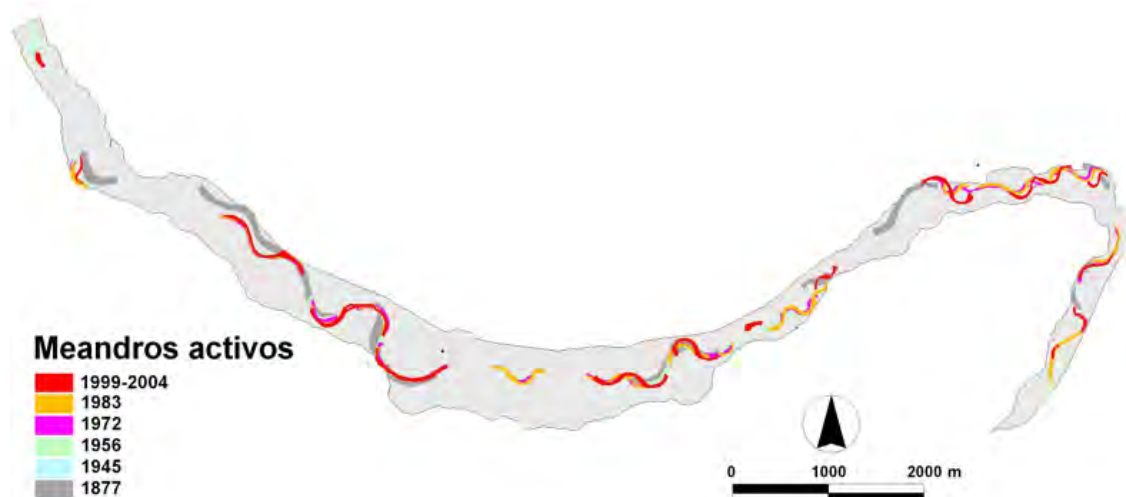


Figura 8.10. Cartografía de los arcos de meandro activos del río Manzanares en los años 1877, 1945, 1956, 1972, 1983, 1999 y 2004. Mapa 8.1 en Anexo II.

que **LO**, lo que deriva en un ligero aumento del índice de sinuosidad (**IS**). La anchura apenas cambia en el tiempo, aunque también tiende a disminuir.

En general todos los parámetros considerados se concentran con el tiempo entorno a un mismo valor medio. Los arcos de meandro activos del río Manzanares son cada vez más pequeños y similares entre sí.

8.4.2.b. Geometría de los meandros del río Jarama:

Los valores de **L**, **Rc**, **LO**, **W** e **I.S.** de los meandros abandonados y activos están recogidos en las tablas 8.6, 8.7, 8.8, 8.9 y 8.10 (Anexo II). La cartografía de los meandros, activos y abandonados, del río Jarama se encuentran en la figura 8.11 y mapa 8.2 del Anexo I.

La disponibilidad de datos permite realizar un análisis más completo que en

el caso del río Manzanares. Se describen en primer lugar los resultados parámetro a parámetro de los ríos Jarama y Tajo, y a continuación el análisis de los mismos.

Los valores máximos de longitud coinciden con el principal periodo de estrangulamiento, **2b**, (1816-1877), con longitudes que varían entre 1.000 y 2.250 m (fig. 8.12). Estos valores contrastan con los medidos en los meandros activos de el mapa topográfico de 1877 que cierra ese ciclo, situados por debajo de los 1.000 m. De hecho, la longitud media entre 1816 y 1877 es de 750 m. En el siguiente periodo, de estrangulamiento, **3b**, (1945-56) la longitud de los meandros abandonados se sitúa entre los 1.000 m y 300 m, que sí resulta equivalente con el tamaño en ese momento.

La longitud media de los meandros activos tiende a disminuir durante los periodos de migración o estabilidad y a

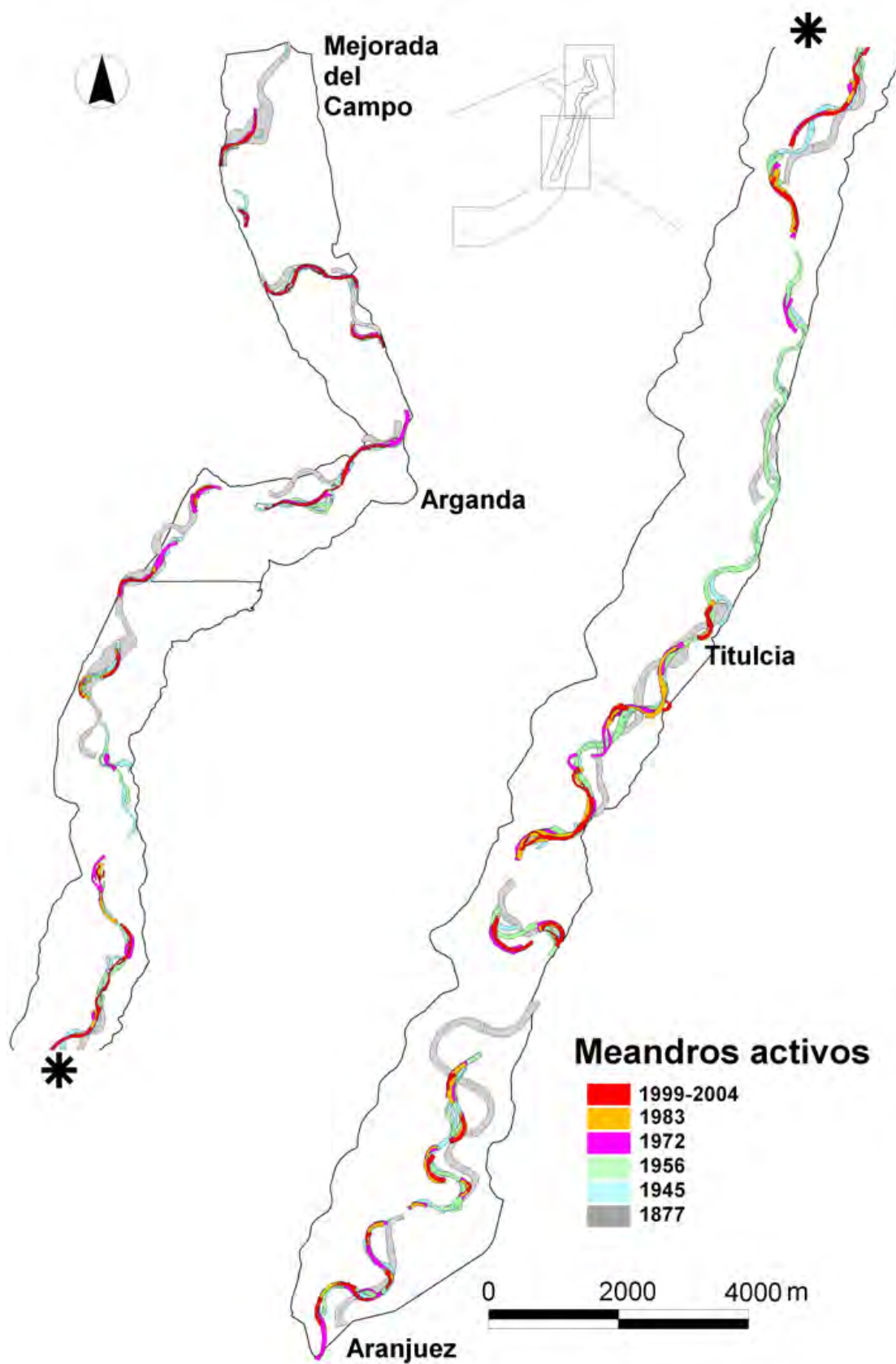


Figura 8.11. Cartografía de los arcos de meandro activos del río Jarama en los años 1877, 1945, 1956, 1972, 1983, 1999 y 2004. Mapa 8.2 en Anexo II.

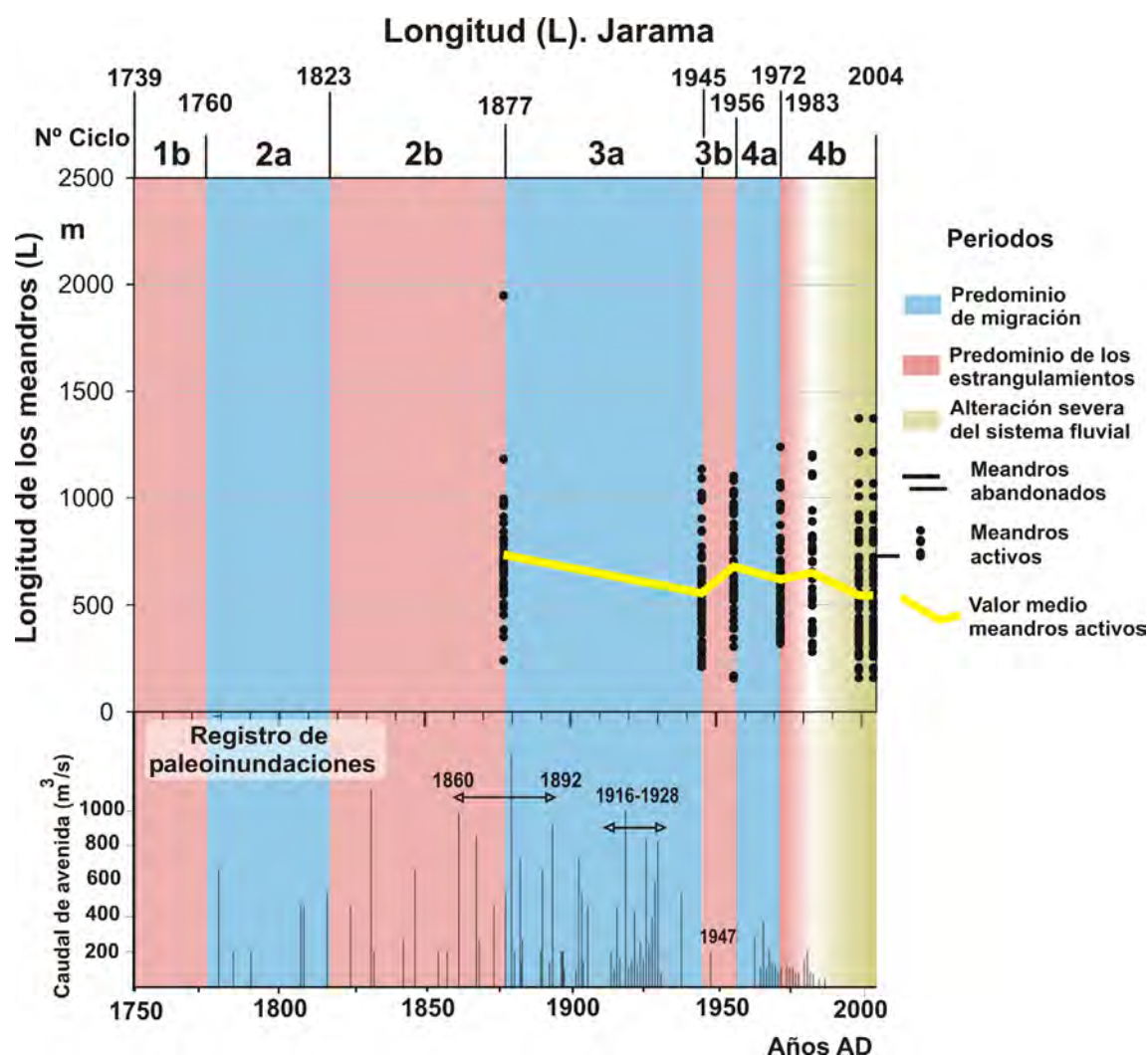


Figura 8.12. Longitud de los arcos de meandro abandonados (barras horizontales) y activos (puntos) en el río Jarama, sobre los ciclos de migración-estrangulamiento definidos para los ríos Jarama y Tajo. La línea quebrada de color amarillo indica el valor medio de los meandros activos. Abajo, registro de paleoinundaciones para estos ríos.

aumentar durante los de estrangulamiento. Como se verá más adelante esta variación tiene que ver con la intensidad de los eventos de inundación. Esta tendencia es cada vez menos acusada, hasta que a partir de 1972 sólo disminuye.

También hay que señalar que a partir de 1972, los valores de longitud de los meandros activos se dispersan y aunque la media disminuye aparecen valores muy altos, cercanos a los 1.500 m. La causa

es la construcción de escolleras, que estabilizan algunos arcos de meandro y favorecen la expansión de aquellos que no están sujetos a estas estructuras.

La longitud de onda se comporta de forma similar a la longitud del arco, aunque con cambios menos acusados (fig. 8.13). En este caso los valores de los meandros abandonados y activos son más cercanos entre sí.

Los radios de curvatura de los

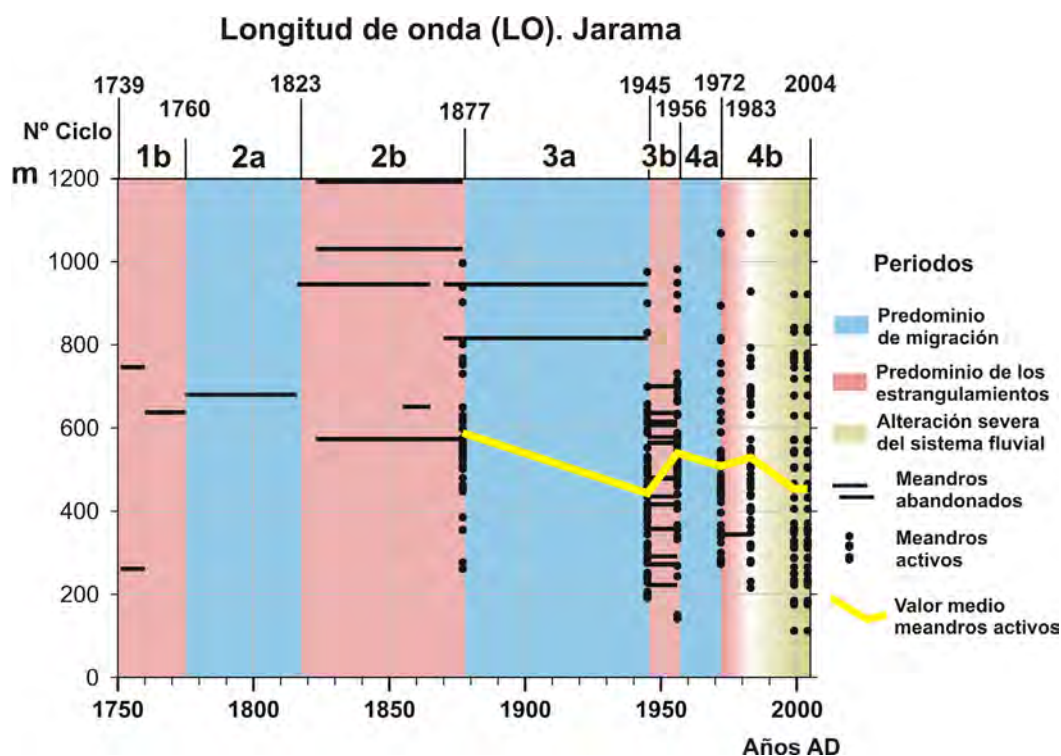


Figura 8.13. Longitud de onda de los arcos de meandro abandonados (barras horizontales) y activos (puntos) en el río Jarama, sobre los ciclos de migración-estrangulamiento definidos para los ríos Jarama y Tajo. La línea quebrada de color amarillo indica el valor medio de los meandros activos.

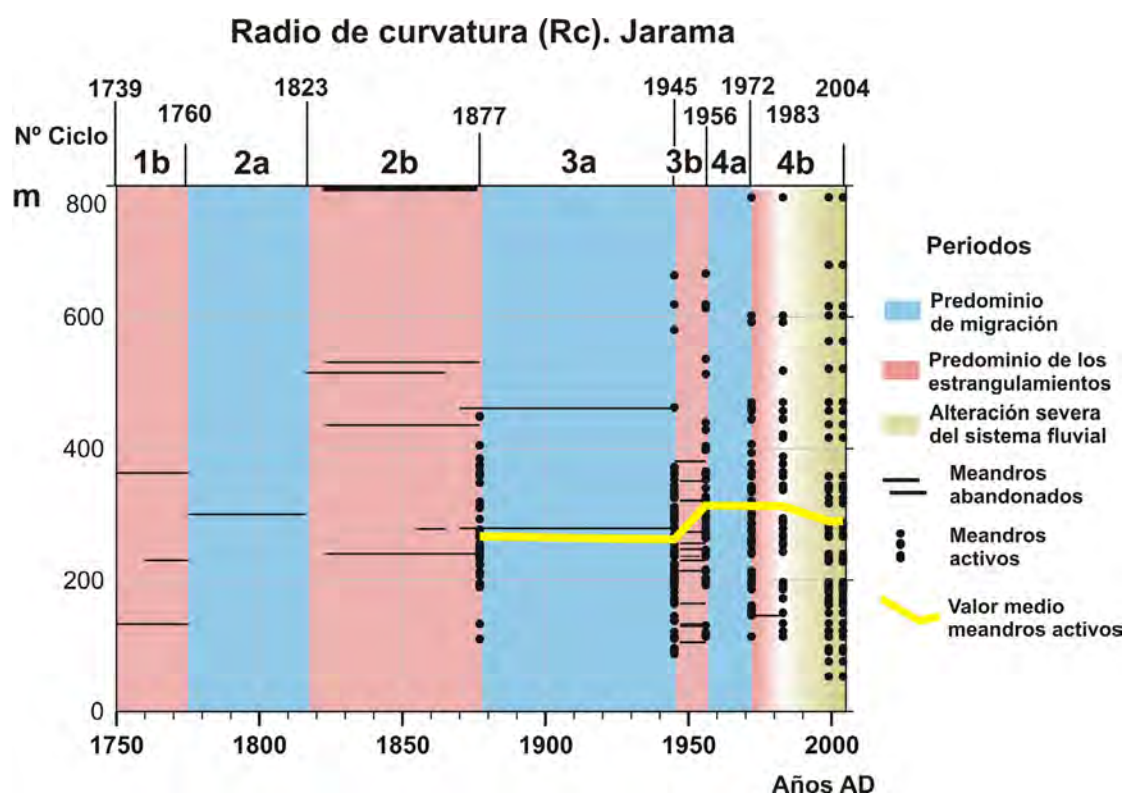


Figura 14. Radio de curvatura de los arcos de meandro abandonados (barras horizontales) y activos (puntos) en el río Jarama, sobre los ciclos de migración-estrangulamiento definidos para los ríos Jarama y Tajo. La línea quebrada de color amarillo indica el valor medio de los meandros activos.

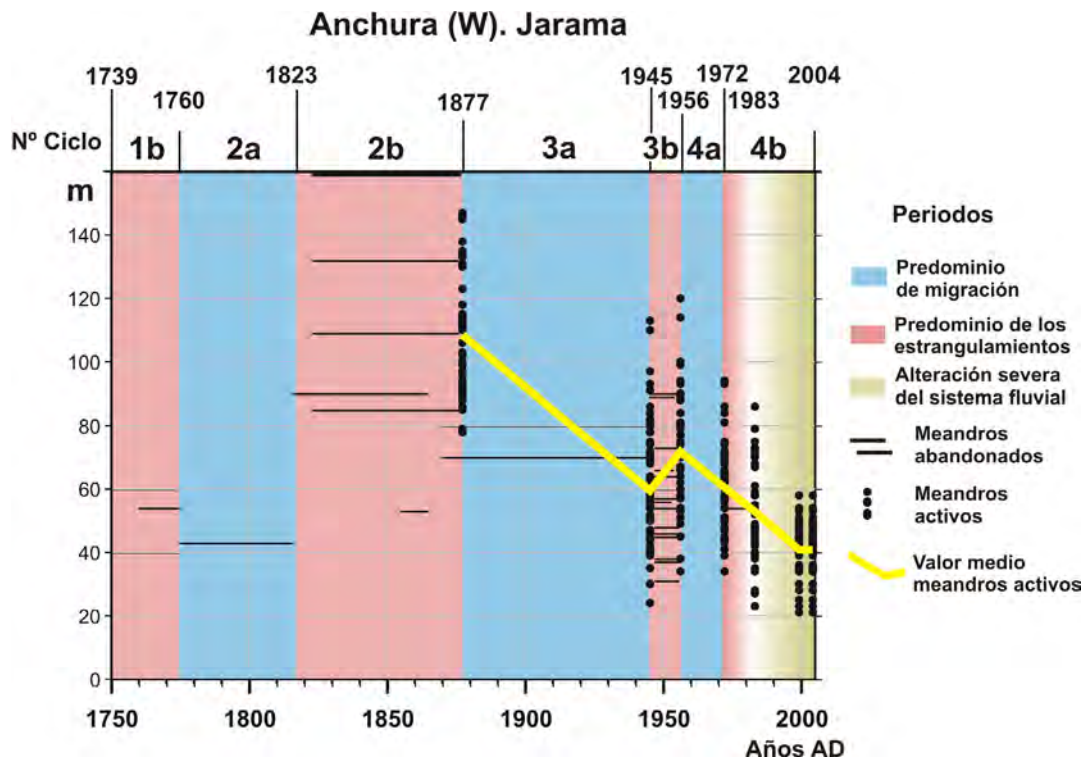


Figura 8.15. Anchura de los arcos de meandro abandonados (barras horizontales) y activos (puntos) en el río Jarama, sobre los ciclos de migración-estrangulamiento definidos para los ríos Jarama y Tajo. La línea quebrada de color amarillo indica el valor medio de los meandros activos.

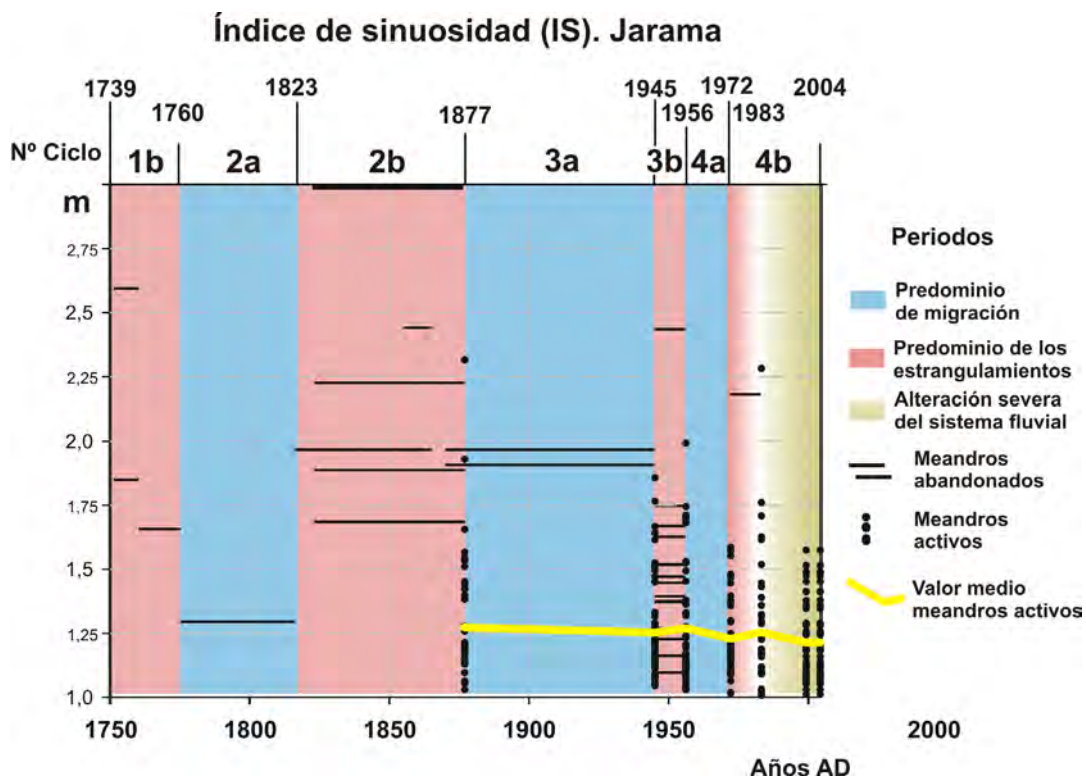


Figura 8.16. Índice de sinuosidad de los arcos de meandro abandonados (barras horizontales) y activos (puntos) en el río Jarama, sobre los ciclos de migración-estrangulamiento definidos para los ríos Jarama y Tajo. La línea quebrada de color amarillo indica el valor medio de los meandros activos.

meandros abandonados, al igual que la longitud, son algo mayores en el primer periodo de estrangulamiento que en el segundo, 230-560 m y 120-390 m respectivamente (fig. 8.14). Sin embargo los valores máximos corresponden a los meandros activos a partir de 1945. Especialmente en los dos últimos años considerados, 1999 y 2004. En las mismas fechas se aprecia una importante dispersión de medidas entre los 50 m hasta cerca de los 800m.

A diferencia del resto de parámetros, los valores medios de anchura de los meandros abandonados y activos son similares (fig. 8.15). Respecto a los primeros de nuevo los valores máximos corresponden al periodo principal de estrangulamientos **2b**, (1823-77) entorno a 80-130m. La anchura media de los arcos de meandro activos claramente tiende a disminuir desde 1877, con un ligero aumento de 10m en la media, entre 1945 y 1956. Hay que destacar que los valores de anchura pasan de ser muy dispersos en 1945 y 1956 (23-120m), y a concentrarse progresivamente entorno a un valor medio de 20 a 60m en la actualidad.

Los índices de sinuosidad de los meandros abandonados son en general máximos durante el periodo **2b** y mínimos durante el segundo periodo de estrangulamiento, **3b** (fig. 8.16). Durante el primero son claramente superiores a aquellos calculados en los meandros

activos, mientras que durante el segundo son iguales.

Hay que destacar por otro lado que la media de los índices de sinuosidad calculados para los meandros activos, se mantiene prácticamente constante en 1,25 desde 1877 hasta la actualidad.

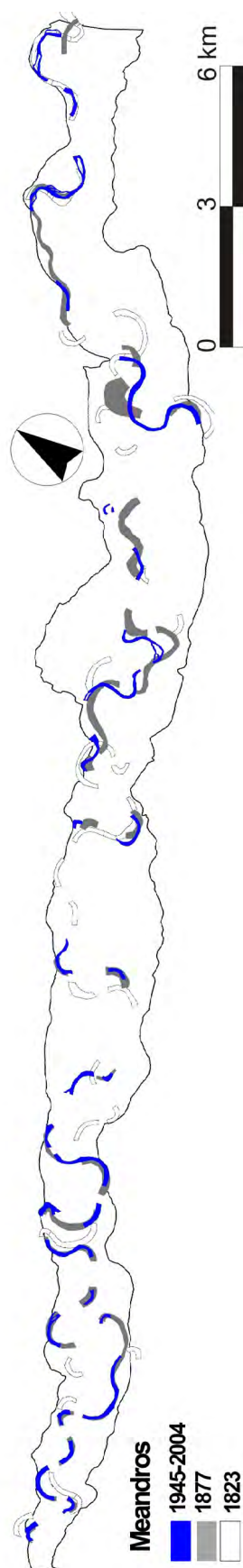


Figura 8.17. Cartografía de los arcos de meandro activos del río Tajo en los años 1823, 1877, 1945, 1956, 1972, 1983, 1999 y 2004. Mapa 8.3, Anexo II

8.4.2.c. Geometría de los meandros del río Tajo

Los valores de **L**, **Rc**, **LO**, **W** e **I.S.** de los meandros abandonados y activos del río Tajo están recogidos en las tablas 8.11, 8.12, 8.13, 8.14 y 8.15 (Anexo II). La cartografía de los meandros, activos y abandonados, se encuentran en la figura 8.3 y mapa 8.3 del Anexo I. En este caso también contamos con los datos de meandros activos del mapa del año 1823.

En líneas generales se aprecia una disminución de la longitud de los arcos de meandro (fig. 8.18). Al contrario que en el río Jarama, la longitud de los meandros abandonados y activos coincide. La dispersión de valores es muy alta, entre 400 y 2500 m para los meandros abandonados y 250-1800 m para los activos. Hay que destacar la ausencia de variaciones a partir de 1877, ciclos 3 y 4.

Al igual que la longitud de meandro, la longitud de onda también tiende a disminuir paulatinamente con el tiempo a lo largo de los 4 ciclos definidos (fig. 8.19). Cabe destacar en cualquier caso que los valores medios de los meandros abandonados y activos es similar y que en los dos casos la dispersión de valores es muy acusada.

La variación de los radios de curvatura es prácticamente la misma que la longitud de onda (fig. 8.20). En este caso la dispersión de valores es aún mayor.

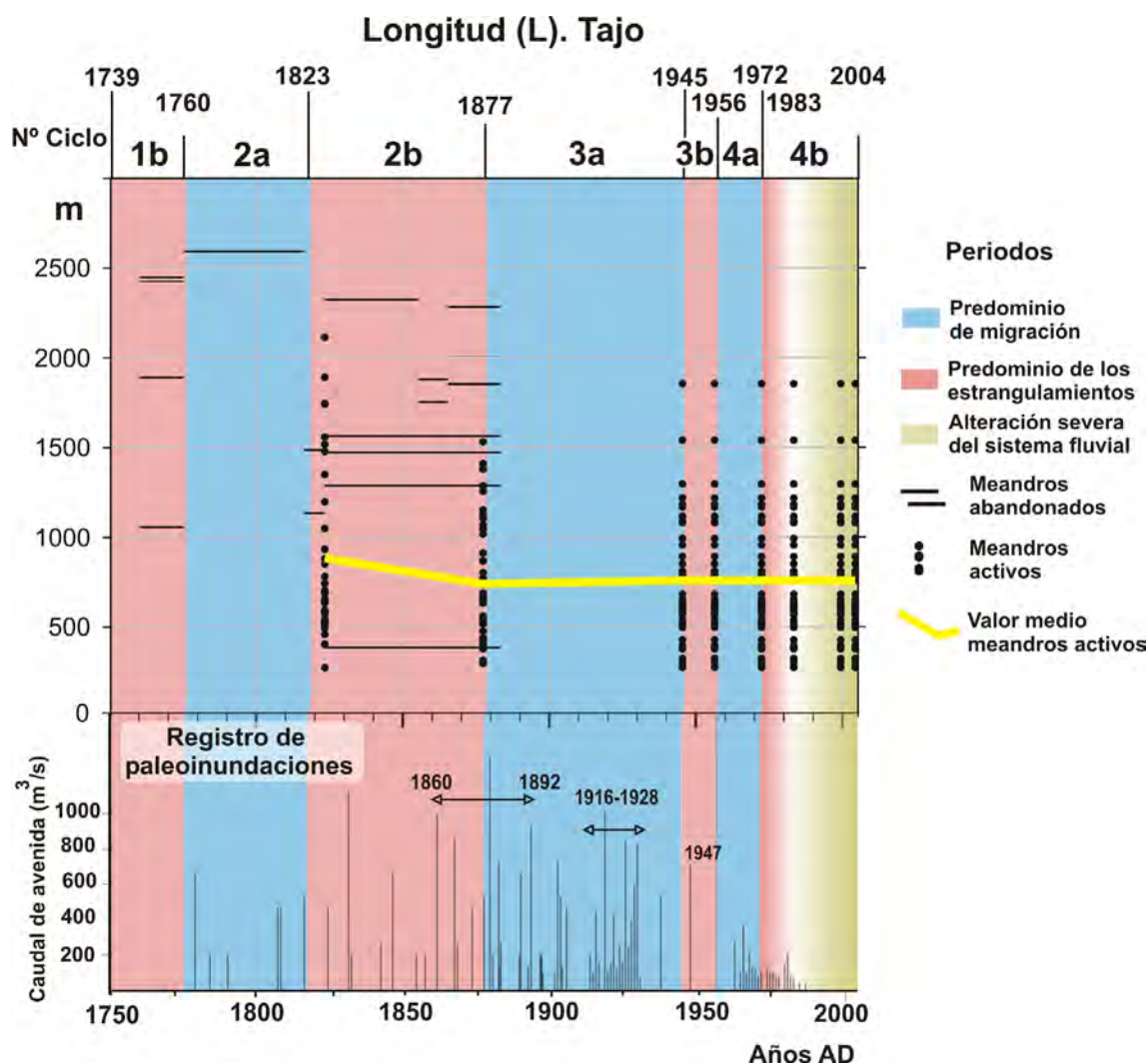


Figura 8.18. Longitud de los arcos de meandro abandonados (barras horizontales) y activos (puntos) en el río Tajo, sobre los ciclos de migración-estrangulamiento definidos para los ríos Jarama y Tajo. La línea quebrada de color amarillo indica el valor medio de los meandros activos.

La anchura de los meandros abandonados disminuye con el tiempo (fig. 8.21), desde 1775 hasta 1877. Los meandros activos en 1823 y 1877 tienen los mayores valores de anchura de toda la serie.

El índice de sinuosidad de los meandros abandonados del río Tajo es claramente máximo durante los periodos de estrangulamiento, **1b** (1739-60) y **2b** (1823-77) (fig. 8.22), llegando incluso

a valores por encima de 4,0. Estos valores son muy superiores al índice de sinuosidad de los meandros activos, cuyo valor máximo se sitúa siempre por debajo de 2,0.

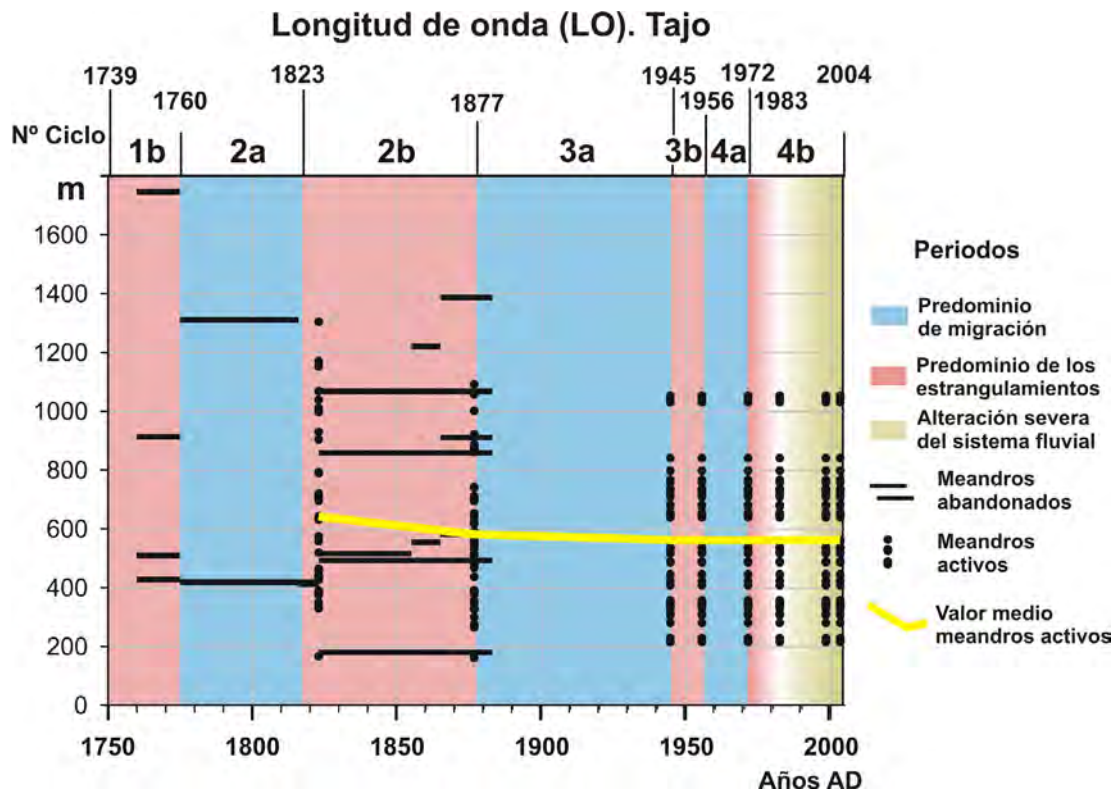


Figura 19. Longitud de onda de los arcos de meandro abandonados (barras horizontales) y activos (puntos) en el río Tajo, sobre los ciclos de migración-estrangulamiento definidos para los ríos Jarama y Tajo. La línea quebrada de color amarillo indica el valor medio de los meandros activos.

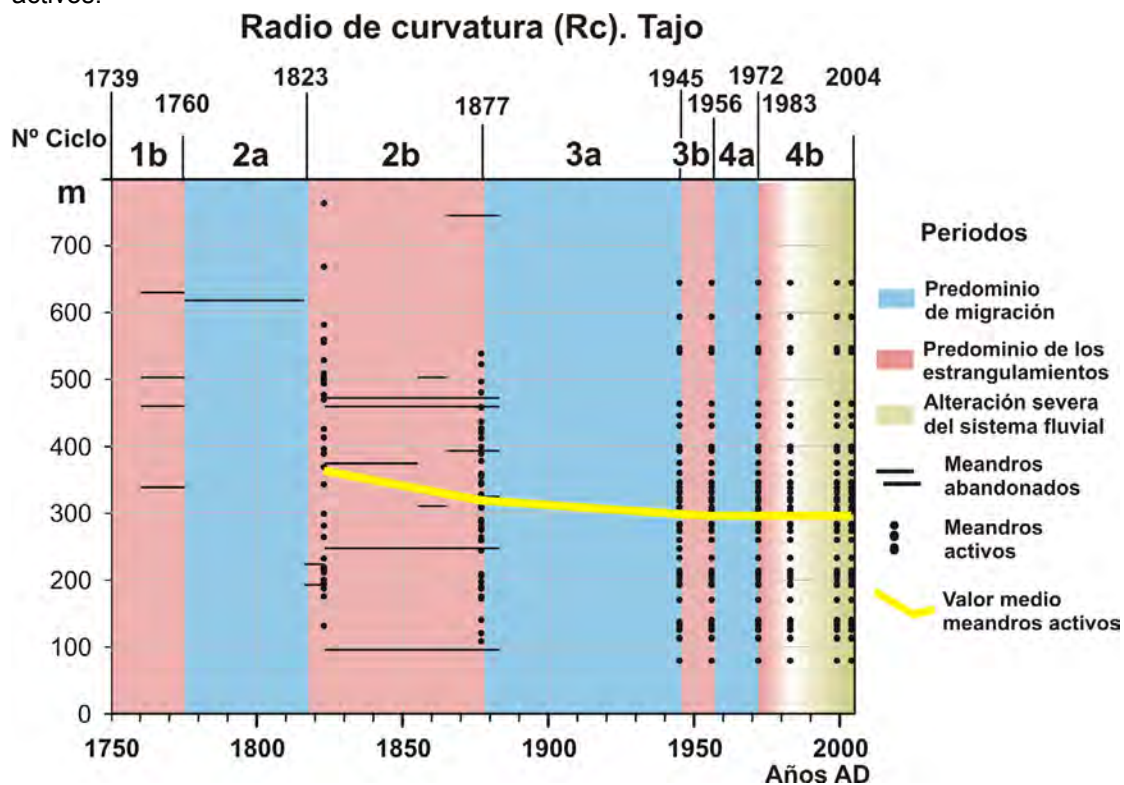


Figura 8.20. Radio de curvatura de los arcos de meandro abandonados (barras horizontales) y activos (puntos) en el río Tajo, sobre los ciclos de migración-estrangulamiento definidos para los ríos Jarama y Tajo. La línea quebrada de color amarillo indica el valor medio de los meandros activos.

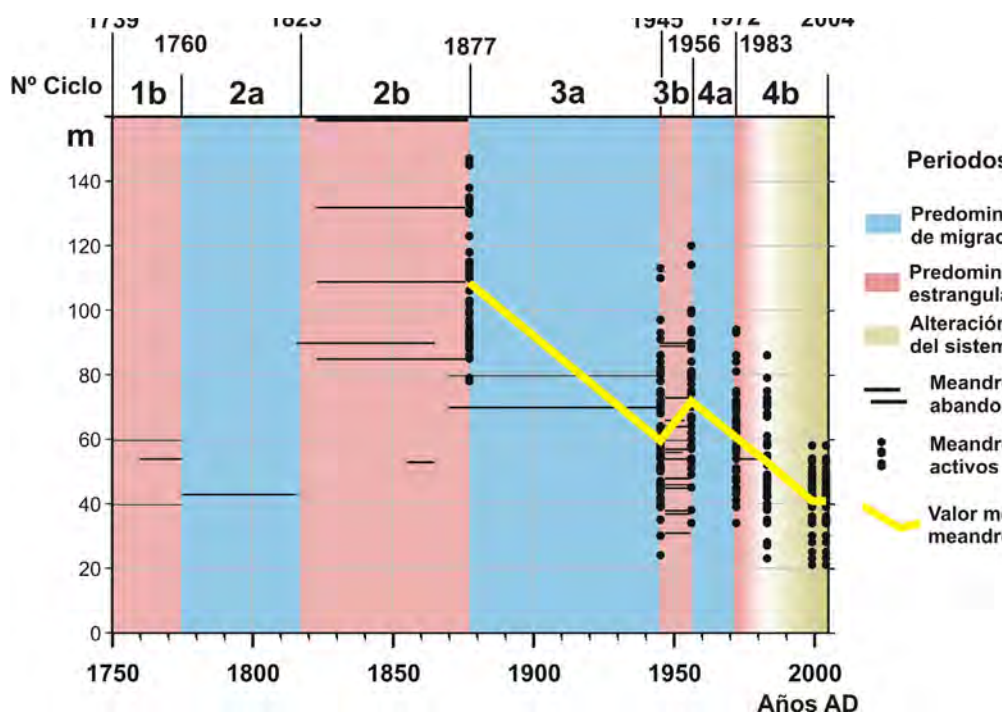


Figura 8.21. Anchura de los arcos de meandro abandonados (barras horizontales) y activos (puntos) en el río Tajo, sobre los ciclos de migración-estrangulamiento definidos para los ríos Jarama y Tajo. La línea quebrada de color amarillo indica el valor medio de los meandros activos.

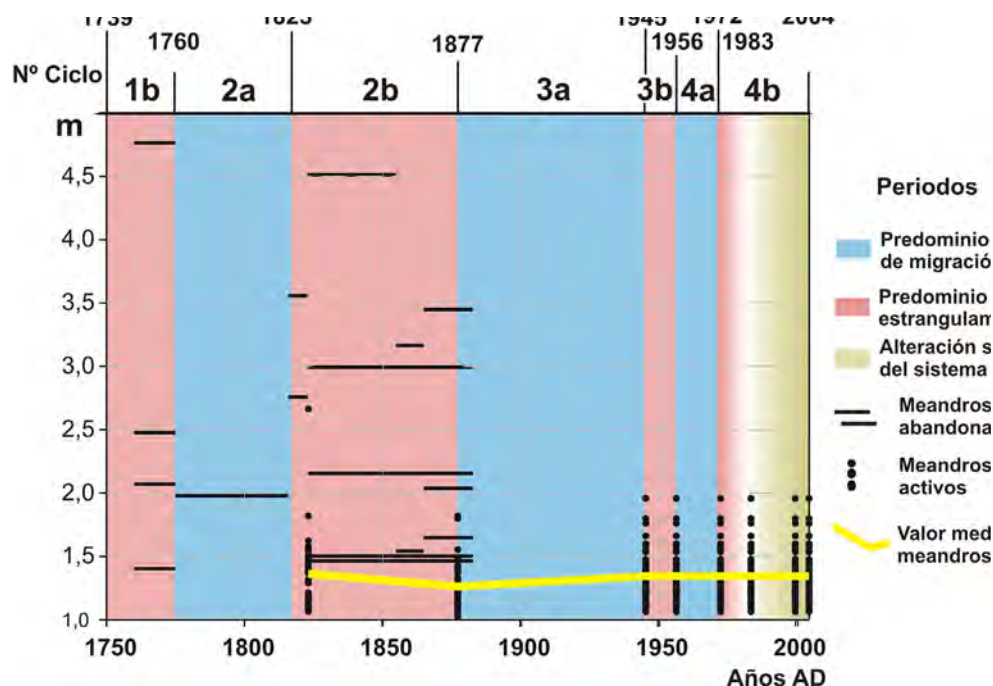


Figura 8.22. Índice de sinuosidad de los arcos de meandro abandonados (barras horizontales) y activos (puntos) en el río Tajo, sobre los ciclos de migración-estrangulamiento definidos para los ríos Jarama y Tajo. La línea quebrada de color amarillo indica el valor medio de los meandros activos.

8.4.2.d Análisis de los resultados

A la vista de estos resultados hay que destacar varias cuestiones que afectan a los tres ríos. En primer lugar con respecto a las fuentes de trabajo. La anchura del canal representada en los mapas históricos de 1823 y 1877 está muy exagerada, mientras que el resto de variables es más fiable. Otra cuestión importante viene determinada por la propia naturaleza de los cauces, que no desarrollan índices de sinuosidad altos, salvo algunos meandros abandonados del río Tajo. Por esta razón la longitud de meandro y la longitud de onda se comportan de un modo similar. Por último, hay que señalar un aspecto metodológico que tiene que ver con la dispersión de valores, que es en todos los casos alta, lo que dificulta la interpretación de los cambios.

Respecto al río Manzanares, con los datos disponibles, la disminución de todos los valores se puede atribuir únicamente a la intervención del hombre en el sistema fluvial. Como ya se indicó en el Capítulo 5. se trata de un río con un caudal extremadamente regulado, lo que determina una relación caudal líquido/caudal sólido muy alta. Parece que los meandros del río Manzanares experimentan los ajustes típicos de un río aguas abajo de una presa: reducción de la anchura y longitud, aumento de la sinuosidad, aumento de la profundidad,

etc, (ver Kondolf, 1997, Brant, 2000, Graf, 2006, entre otros). Sin embargo los ajustes observados tienen mucho que ver con la intervención directa en el cauce a través de la construcción de escolleras en las márgenes del río. Por ejemplo la homogeneización de las anchuras y la ausencia de cambios a partir de 1983. Los efectos de dicha intervención se analizarán con detalle en el Capítulo 9.

Los ríos Jarama y Tajo se ajustan a patrones de evolución naturales, en buena medida a los 4 ciclos geomorfológicos definidos. Sin embargo los meandros abandonados y activos de los ríos Jarama y Tajo evolucionan de un modo muy diferente ante condiciones relativamente similares, lo que indica una evolución distinta. Los cambios observados en el Tajo parecen mucho más simples que los del Jarama y precisamente la comparación entre los dos permite obtener un mayor número de conclusiones.

En el río Tajo hay que destacar la disminución general de las medidas realizadas en los arcos de meandro, al menos entre los años 1750 y 1877, momento a partir del cual queda prácticamente invariable hasta nuestros días. Probablemente a final de ese periodo importante de estrangulamientos que hemos llamado **2b**, el río Tajo alcanzó una situación de estabilidad geomorfológica. Dicha estabilidad podría estar definida por un valor concreto de sinuosidad de

los meandros. De la comparación de los índices de sinuosidad entre los meandros estrangulados y los activos, se deduce que todos los meandros activos, y estables desde 1877 hasta la actualidad, se sitúan por debajo de un valor máximo de 1,96 y con un valor medio de 1,34. Por otro lado, el valor mínimo de los meandros abandonados del río Tajo es 1,40, luego algo superior a la media de los activos. Hay que destacar que la mayoría de los meandros abandonados, 12 de los 17, tienen índices de sinuosidad por encima de 1,96. Luego parece efectivamente que la citada estabilidad geomorfológica a partir de 1877 se debe a unos índices de sinuosidad bajos, muy alejados de ese 1,96, y por tanto poco favorables al estrangulamiento. Podría decirse por tanto que en el río Tajo los meandros con índices de sinuosidad por debajo de 1,4 son estables, por encima de este valor aumentan las posibilidades de estrangularse y a partir de 1,96 son claramente inestables ante un evento de inundación. La heterogeneidad de los cauces no permite afinar mejor este intervalo o umbral de cambio.

Pero no sólo son estables los meandros del río Tajo desde 1877, sino que además permanecen invariables en el tiempo hasta la actualidad, a pesar incluso del gran número de inundaciones en el ciclo 3 (1877-1956). La estabilidad del cauce debe de tener entonces relación con otros factores, además de la frecuencia e intensidad de las inundaciones, como por ejemplo la proporción de caudal sólido o la

cohesividad de la llanura.

Por otro lado, si aceptamos que el tamaño de un meandro (**L**, **LO**, **W** y **Rc**), está directamente relacionado con el caudal medio (Dury, 1958; Leopold et al., 1964; Schumm, 1977; Richards, 1982; Knighton, 1984), se puede decir que, al menos la media de los caudales responsables de los cambios, entre el caudal a canal lleno (bankfull) hasta las mayores avenidas, ha disminuido en el río Tajo entre los años 1750 y 1877, dado que el tamaño de sus meandros es progresivamente menor.

Sin embargo, la variación del caudal no parece ser el único factor a tener en cuenta en la variación de las dimensiones de los meandros, en el sistema Tajo-Jarama. Así, para el mismo intervalo de tiempo y eventos de inundación, la respuesta del río Jarama es completamente distinta a la del río Tajo. Durante el principal periodo de estrangulamientos, **2b** (1823-77), el tamaño de los arcos de meandro aumenta hasta alcanzar sus valores máximos, incluso mayores que los del Tajo. Y por otro lado, durante el tercer periodo de estrangulamientos, **3b**, (1945-56) los meandros abandonados tienen un tamaño equivalente al de los meandros activos.

La mayor dimensión de los meandros del río Jarama coincide con el periodo de mayor magnitud y frecuencia de las inundaciones, desarrollado a lo largo de los periodos **2b** y **3a** (ver figura 8.12). Durante este tiempo, la magnitud media de los eventos responsables de la

mayor parte de los cambios fluviales se incrementó, y con ello la capacidad del río para transportar más sedimento. En definitiva, el río Jarama tuvo capacidad para general arcos de mayor dimensión. Así, los 16 meandros abandonados en el periodo **3b** (1945-56) son de un tamaño considerablemente menor que en el periodo **2b** (1816-1877), con dimensiones equivalentes a los meandros activos. Los estrangulamientos estuvieron causados por una crecida importa en marzo de 1947, pero aislada. Entre 1928 y 1947 sólo se registran dos grandes riadas en el Jarama, la de 1941, que sólo provocó la migración de meandros (periodo **3a**, 1877-1945) y la de 1947. Además del menor número de eventos a partir de 1928, las condiciones externas son distintas, concretamente la disponibilidad de sedimento. Más adelante, en el Capítulo 10, se verá cómo ya en 1945 el río Jarama da muestras de una disminución del caudal sólido. Por lo tanto, la variación de las dimensiones de los meandros, no sólo está determinada por la magnitud y frecuencia de los eventos hidrológicos extremos, sino también por la cantidad de carga sólida.

Los ríos Jarama y Tajo representan dos estilos de cambio ante eventos hidrológicos relativamente equivalentes. El Jarama acusa en mayor medida las variaciones a corto plazo de los factores extrínsecos, mientras que el Tajo manifiesta una tendencia más constante en el tiempo, acomodándose a las variaciones a largo

1945	Jarama	Tajo	%
L	556	758	27
LO	443	563	21
Rc	262	299	12
W	60	96	38
IS	1,25	1,34	7

Tabla 8.1. Comparación de los valores medios de los arcos de meandro activos de los ríos Jarama y Tajo en el año 1945.

plazo. La disminución progresiva de sus arcos de meandro del río Tajo apunta a una disminución general del caudal y de la carga de fondo. A la hora de interpretar las variaciones paleohidrológicas, la morfología de los meandros en el Tajo y su evolución, se confiere como un excelente indicador *proxy*.

La diferencia en la respuesta de los dos ríos ante un mismo factor externo debe atribuirse a factores internos de tipo geomorfológico. Los más evidentes son sin duda la pendiente y la forma del valle. La pendiente media del río Jarama en el tramo considerado es más del doble que la del Tajo, lo que influye claramente en la velocidad del flujo ante un mismo evento de inundación. Por otro lado, la sección del valle del río Jarama es asimétrica y por tanto el desbordamiento sólo se produce en una margen del río, lo que favorece aún más la velocidad del flujo entorno al cauce.

En condiciones normales, el río Jarama, con mayor pendiente y carga sólida desarrolla meandros activos de menor tamaño y sinuosidad (fig. 8.23a). Por ejemplo, en el año 1945, como promedio calculado sobre todos los

meandros activos de los dos ríos, los valores medios de **L**, **LO**, **Rc**, **W** e **I.S.** en el río Jarama, son un 27%, 21%, 12%, 38% y 7% menores, respectivamente, que los del Tajo (tabla 8.1). Esta diferencia de dimensiones es coherente con el caudal medio, que es algo mayor en el Tajo que en el Jarama, 43,3 m³/s y 37,3 m³/s respectivamente (según el registro instrumental disponible). De este modo, la menor pendiente del valle del río Tajo y una carga sólida de menor tamaño, favorece la disipación de la energía del flujo durante un evento o un conjunto de eventos de inundación (fig. 8.23b). El cauce principal se estrangulará cuando haya alcanzado valores de sinuosidad superiores a 1,96, como ocurre en el periodo **2b** (1823-1877) (ver figura 8.22). Por otro lado, en el Jarama, debido a la mayor pendiente, la asimetría del valle y la mayor carga sólida, el flujo de inundación se concentra entorno al cauce. Esta zona se puede denominar como de alta energía (fig. 8.23b). Si la disponibilidad de sedimento es alta, el río Jarama tendrá además capacidad para modificar las dimensiones de sus meandros a lo largo de un periodo de inundaciones, como el que ocurren en los periodos **2b** y **3a**. Independientemente del tamaño, los meandros tienden a estrangularse cuando superan un índice de sinuosidad de 1,75. Los meandros desarrollados en este medio de sedimentación llegan duplicar el tamaño medio de los arcos “normales” e incluso llegan a ser mayores que los del Tajo. Por último, un solo evento

de inundación, en unas condiciones de reducción de la carga sólida (ante del año 1945), generan meandros abandonados de un tamaño menor, equivalente a los activos en ese momento (fig. 8.23c). Se trata de estrangulamientos de tipo chute, que probablemente son frecuentes pero que al quedar en la margen externa son erosionados por la propia migración del cauce (fig. 8.24). Por su posición geomorfológica son posteriores a 1877, aunque no han podido ser datados con mayor precisión. En el Capítulo 11, se describe en campo uno de estos meandros abandonados (*Soto de Gutiérrez*).

Desde un punto de vista geomorfológico, la comparación de cambios fluviales en dos ríos de tamaño similar y bajo condiciones hidrológicas equivalentes, permite obtener un mayor conocimiento de la influencia de los factores intrínsecos en un sistema fluvial. En un caso de estudio similar, McEwen (1990) describe cómo en sistemas fluviales similares, la respuesta geomorfológica a un incremento en el número de inundaciones, varía en función de la pendiente del valle y de la disponibilidad de sedimento.

8.4.2.e Consideraciones parciales

- La evolución de los ríos Tajo y Jarama se ajusta a los mismos ciclos alternantes de migración y estrangulamiento. Sin embargo, los umbrales de cambio, expresados como índice de sinuosidad,

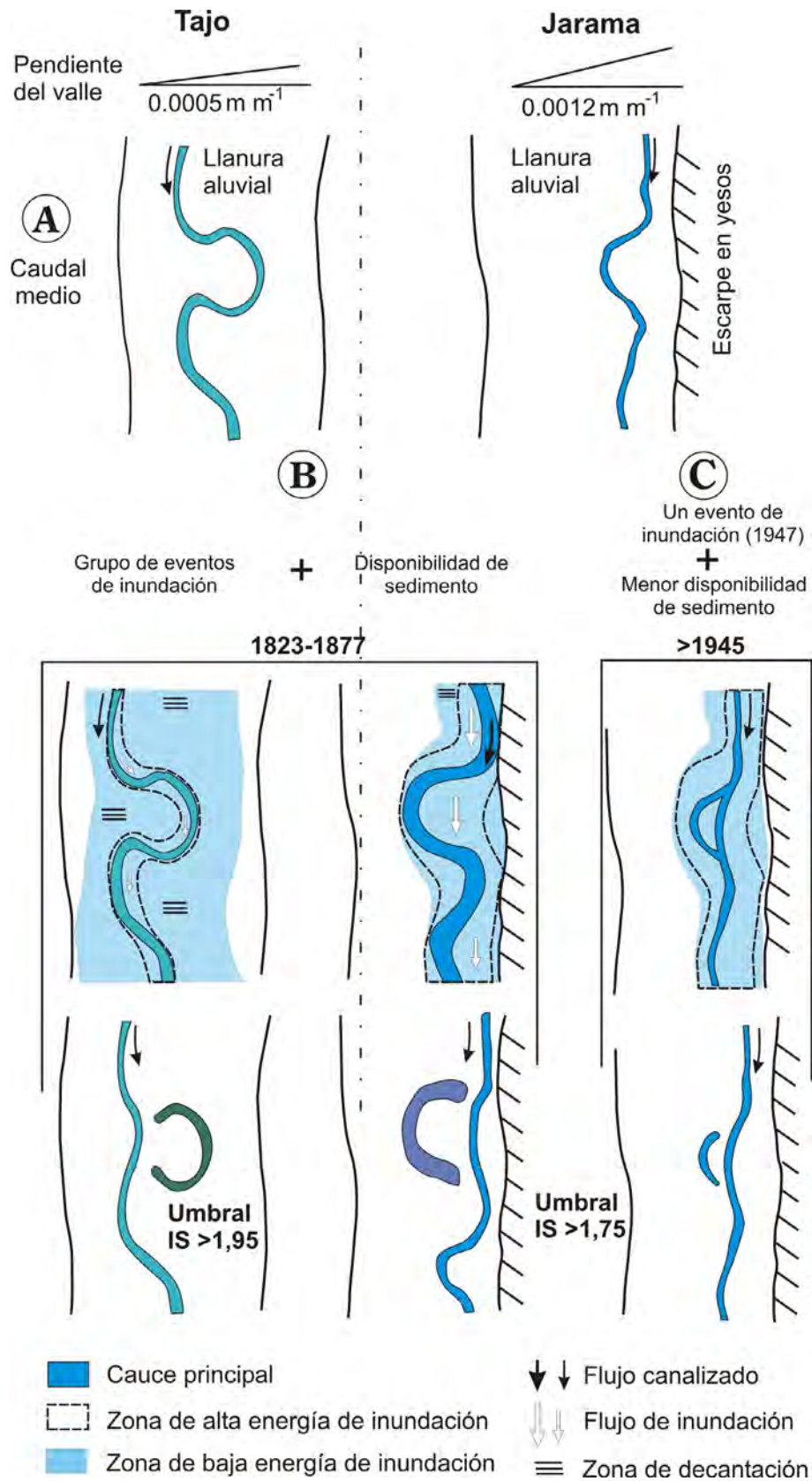


Figura 8.23. Modelo cualitativo del desarrollo y abandono de un meandro en los ríos Tajo (izquierda) y Jarama (derecha) a través de eventos de inundación.

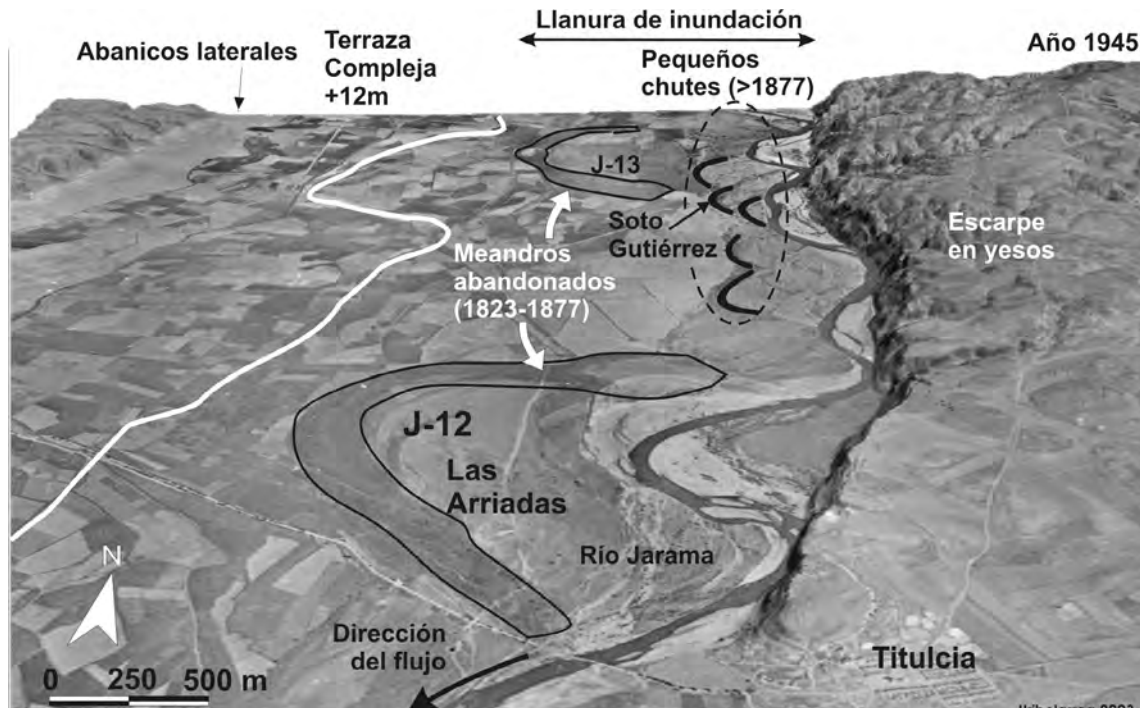


Figura 8.24. Comparación en el tamaño de dos arcos de meandro abandonados entre 1823 y 1877 (J-12 y J-13) y el cauce del río Jarama en el año 1945. Proyección en tres dimensiones de la ortofoto del año 1945 sobre el modelo digital a escala 1:5.000.

son mayores en el Tajo.

- Los ríos Tajo y Jarama responden de manera diferente ante un mismo factor externo, como son los eventos de inundación. Esta diferencia en la respuesta debe atribuirse a factores internos de tipo geomorfológico. Los más evidentes son la pendiente y la forma del valle, aunque no hay que descartar la variación de los caudales sólidos en el tiempo.
- Así, en el río Jarama los eventos de inundación son más energéticos, lo que unido a un posible aumento del caudal sólido ha provocado el aumento del tamaño de los arcos de meandro entre 1823 y 1945.
- En el río Tajo en cambio los mismos eventos de inundación sólo producen el estrangulamiento de los arcos de

meandro, pero no la modificación de su tamaño. En el Tajo la dimensión de los meandros abandonados pueden ser un *proxy* adecuado para estudiar la variación de los caudales a largo plazo. El caudal medio ha disminuido desde al menos el año 1750 hasta la actualidad.

- La intervención del hombre en el sistema a partir de los años 60 altera completamente la sucesión de estos ciclos y los ajustes naturales de los dos ríos.

8.4.3. Variación de la geometría de los arcos de meandro en el espacio.

En este apartado se estudia la variación de valores de **L**, **W**, **Rc**, **LO** e **IS** de todos los meandros, abandonados y activos, a lo largo de los valles. Como

se trata de un número alto de valores y en general muy disperso, se ha añadido en cada gráfico una línea de tendencia de ajuste polinómico lineal sencillo del tipo $y=ax+b$, con el fin de identificar mejor la tendencia general de los valores. Las líneas resultantes en cada caso se han agrupado por tipo de medida y río para facilitar así el análisis de su evolución.

8.4.3.a Variación de la geometría de los arcos de meandro del río Manzanares en el espacio.

Se han proyectado según su posición en el valle las medidas de **L**, **W**, **Rc**, **LO** e **IS** de todos los meandros activos del río Manzanares, entre 1877 y 2004 (fig. 8.25). Por otro lado se han agrupado las líneas

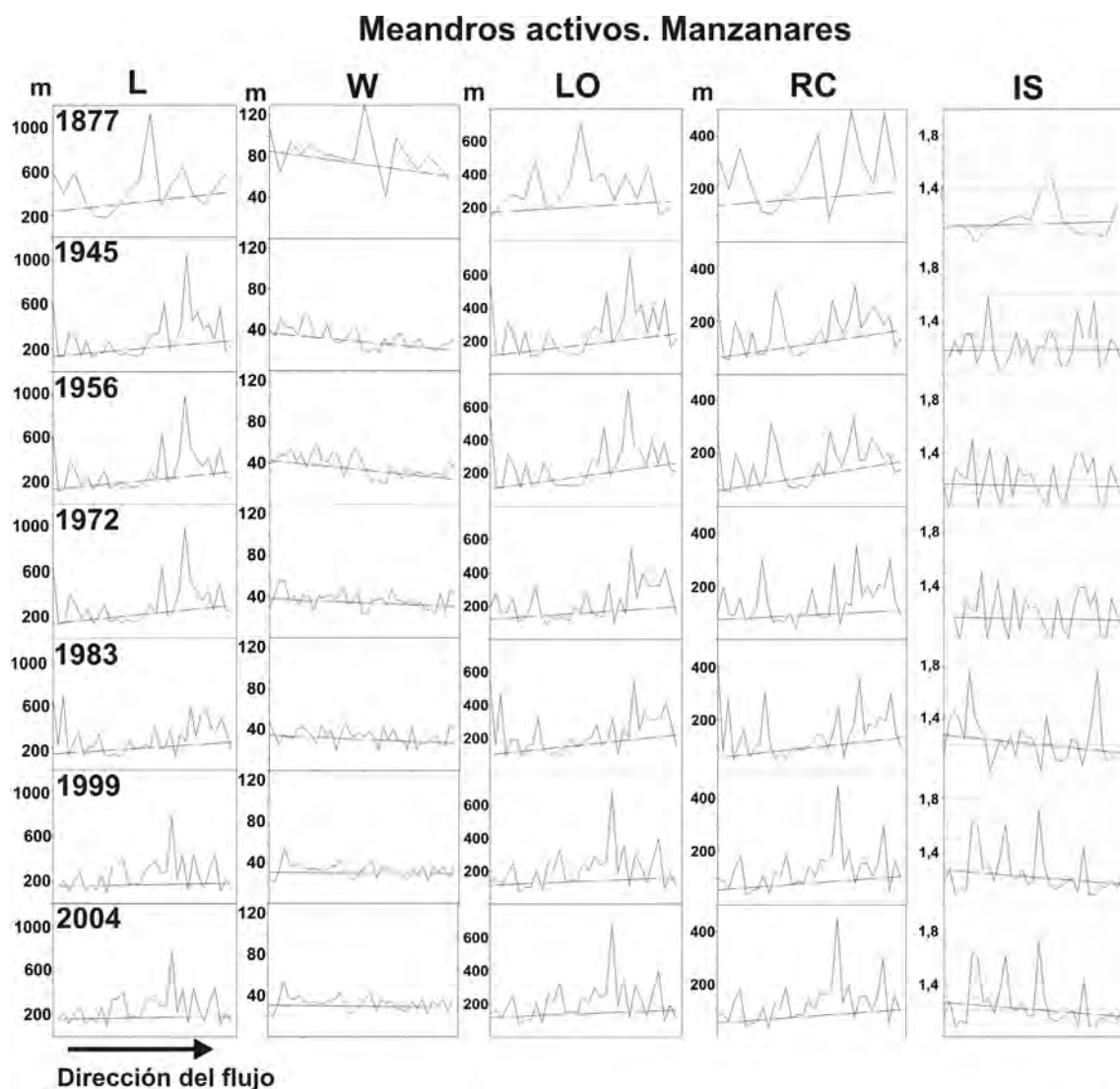


Figura 8.25. Variación a lo largo del valle del río Manzanares de la longitud, anchura, longitud de onda, radio de curvatura e índice de sinuosidad de los meandros activos del río Manzanares en los años 1877, 1945, 1956, 1983, 1999 y 2004. Cada proyección del valor lleva asociada una línea de tendencia polinómica simple $y=ax+b$.

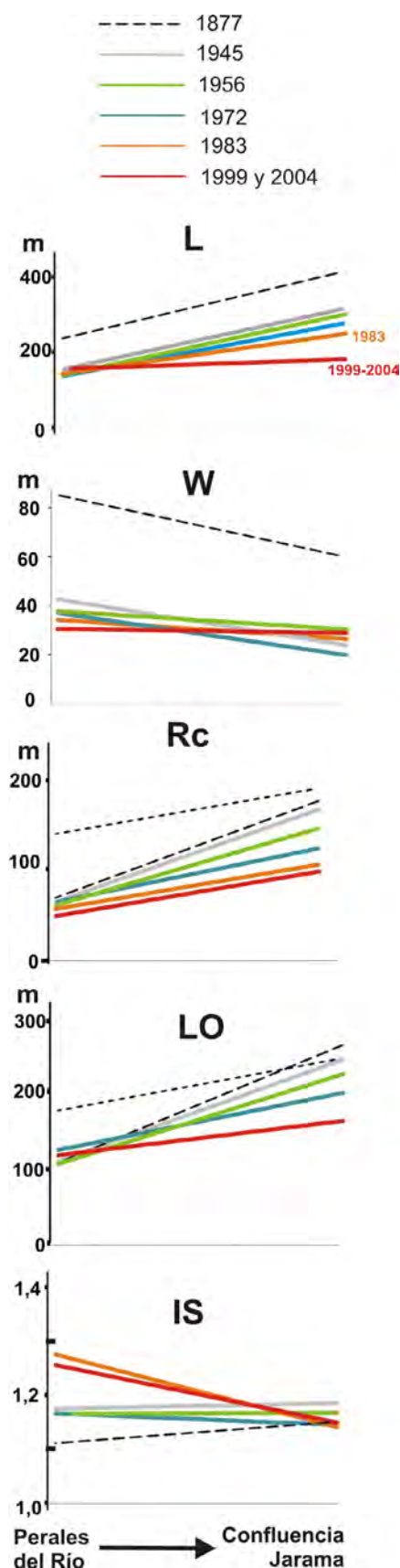


Figura 8.26. Superposición de todas las líneas de tendencia de la figura 25. Meandros del río Manzanares.

de tendencia de cada uno de estos valores (fig. 8.26).

En general las medidas de **L**, **Rc** y **LO** aumentan aguas abajo, mientras que la anchura (**W**) disminuye. Se deduce por tanto que los arcos de meandro aumentan por expansión aguas abajo. Sin embargo, el **IS** disminuye, luego el incremento aguas abajo de **LO** es proporcionalmente mayor que **L**.

También se observa de forma general que todos los valores son más dispersos a partir de 1972, excepto la anchura, cuya media se concentra claramente entorno a los 30 m a partir de esa misma fecha. A pesar de la dispersión, el valor medio de **L**, **W**, **Rc** y **LO** disminuye, como así lo expresa una la línea de tendencia cada vez más baja. Por otro lado esa misma línea de tendencia es con el tiempo más horizontal, lo que indica una pérdida de cualquier tendencia espacial.

De nuevo la antropización de este río es un factor fundamental en su evolución. El análisis lineal de sus meandros, muestra una progresiva homogeneización del cauce. La inclinación de las curvas de tendencia es menor con el tiempo.

La concentración de los valores de anchura tiene que ver con la construcción de escolleras en las márgenes del cauce desde 1972. Todos estos ajustes se verán con detalle en el siguiente capítulo.

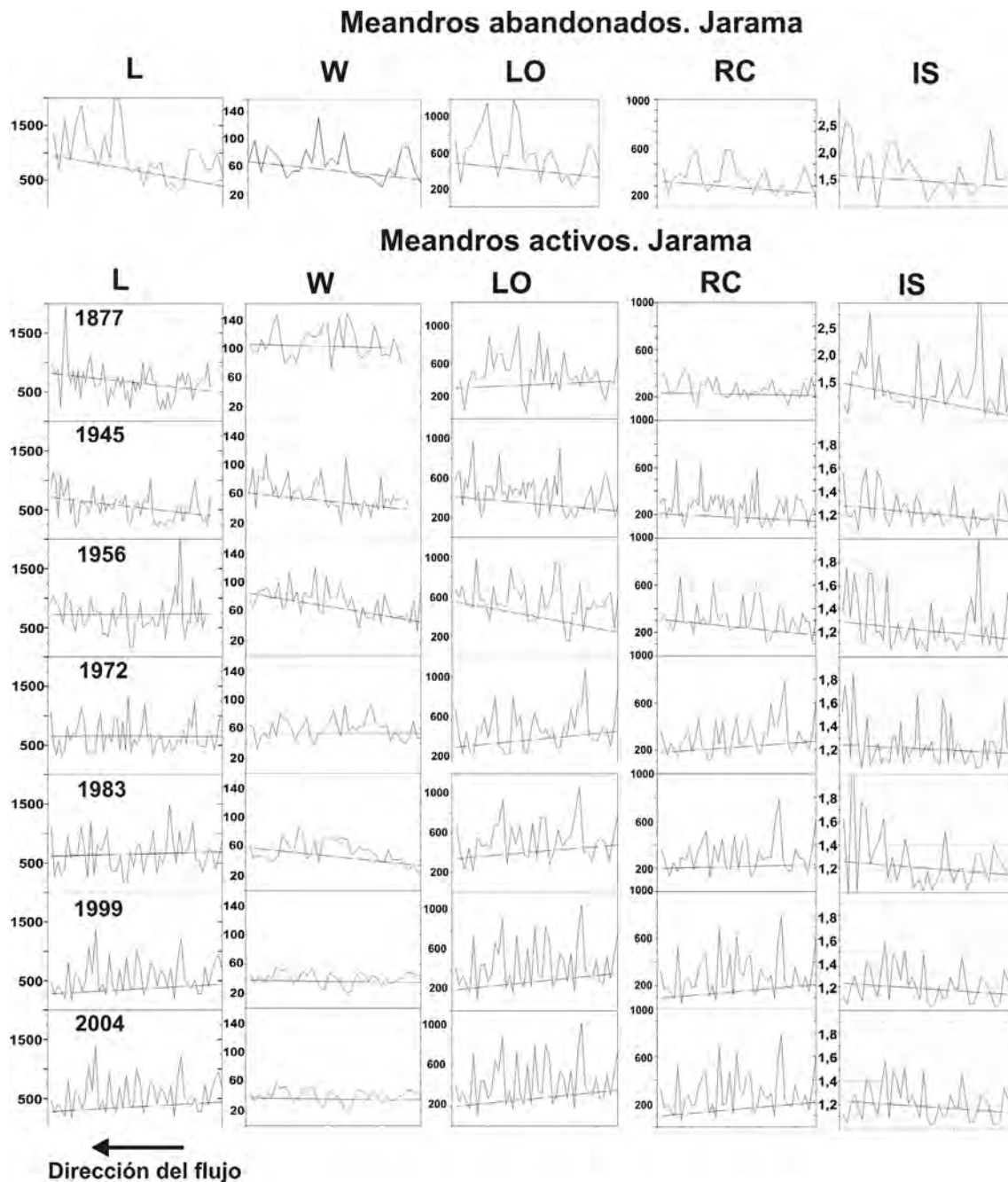


Figura 8.27. Variación a lo largo del valle del río Jarama de la longitud, anchura, longitud de onda, radio de curvatura e índice de sinuosidad de los meandros abandonados y activos del río Manzanares en los años 1877, 1945, 1956, 1983, 1999 y 2004. Cada proyección del valor lleva asociada una línea de tendencia polinómica simple $y=ax+b$.

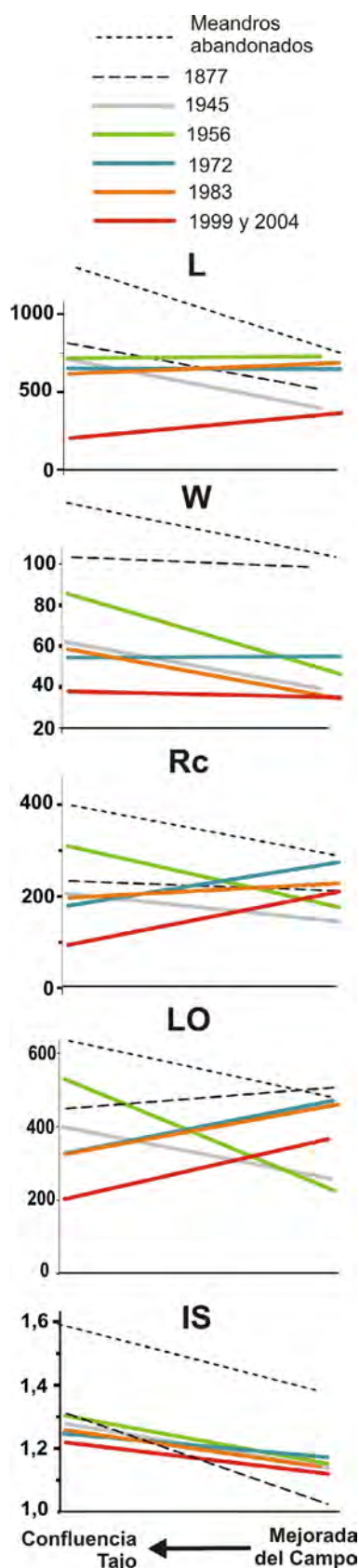


Figura 8.28. Superposición de todas las líneas de tendencia de la figura 27. Meandros del río Jarama.

8.4.3.b Variación de la geometría de los arcos de meandro del río Jarama en el espacio.

Al igual que en el río Manzanares, todos los parámetros considerados tienden a aumentar aguas abajo entre 1877 y 1972 (figs. 8.27 y 8.28). Es decir, los arcos de meandro aumentan de tamaño, lo que es en principio una variación lógica en ríos sinuosos de un solo canal.

También como en el río Manzanares, los parámetros se dispersan con el tiempo, especialmente a partir de 1972, a la vez que el valor medio disminuye con el tiempo. A partir de 1972 la línea de tendencia de la anchura pasa a ser horizontal y las de **L**, **Rc** y **LO** incluso invierten su inclinación, disminuyendo aguas abajo (fig. 27). Es decir, el tamaño medio de los arcos de meandro aumenta aguas abajo y a partir de 1972 disminuye. Entretanto, el **IS** siempre aumenta aguas abajo, aunque su valor medio disminuye ligeramente con el tiempo.

Esta evolución espacial compleja del río Jarama se verá con detalle en el siguiente capítulo. Tiene que ver con la intervención del hombre en el sistema a través de la regulación de caudales a partir de 1973 y de la expansión de la minería de áridos y construcción de escolleras progresivamente mayor hacia el sur. Básicamente esta actividad inmoviliza meandros de grandes dimensiones en la zona norte y provoca la disminución de los situados al sur.

8.4.3.c Variación de la geometría de los arcos de meandro del río Tajo en el espacio.

En el río Tajo, los arcos de meandro abandonados tienden a ser de menor tamaño aguas abajo (**L**, **LO** y **Rc**) (figs. 29 y 30). Esta misma tendencia es menos evidente en los activos. No parece en principio una variación lógica. Los únicos factores que pueden explicar la reducción del tamaño de los meandros aguas abajo, son la pendiente y anchura de la llanura aluvial, que también disminuyen aguas abajo. Por un lado la disminución de la pendiente favorece la cohesividad de los bancos por el aumento proporcional de materiales finos (disminuye la capacidad de transporte). Una llanura más cohesiva favorece el desarrollo de cauces más estrechos y sinuosos. Por otro lado, hay que tener en cuenta la reducción paulatina de la anchura de la llanura aluvial, especialmente en los últimos 35 km aguas arriba de Toledo, que podría dificultar la expansión de los meandros. Por último hay que considerar también la barrera estructural que supone el paso por la garganta del torno de Toledo, que actúa a favor del aumento de sinuosidad inmediatamente aguas arriba, lo que se conoce como meandros distorsionados (Gardner, 1975 y Schumm, 1977).

L disminuye proporcionalmente menos que **LO**, de modo que el índice de

sinuosidad aumenta ligeramente. Entre 1877 y 1945 apenas varía ningún valor y a partir de 1945 se mantienen inalterados hasta la actualidad. Las líneas de tendencia se ajustan a la horizontal desde 1945. Los índices de sinuosidad presentan tendencias muy dispares según los años considerados, aunque también en 1945 aparecen horizontales.

8.4.3.d Consideraciones parciales

- En los tres ríos todos los parámetros (**L**, **W**, **LO**, y **Rc**) tienden a disminuir con el tiempo.
- Los meandros del río Manzanares tienden a aumentar de tamaño aguas abajo. Esta tendencia espacial es cada vez menos acusada. Es decir, el tamaño y forma de los arcos de meandro con el tiempo es más homogénea a lo largo de todo el valle. Esta evolución tiene que ver con su alto grado de antropización del río y con la construcción de escolleras en sus márgenes.
- En el río Tajo los valores de **L**, **W**, **Rc** y **LO** disminuyen aguas abajo, debido probablemente a factores intrínsecos al sistema. Es una tendencia espacial mucho más clara en los meandros abandonados que en los activos. Entre 1877 y 1956 la variación espacial de todos los parámetros es muy baja y desde 1956 nula.
- En el Jarama, todos los valores se dispersan a partir de 1972, excepto la anchura, que se concentra a partir

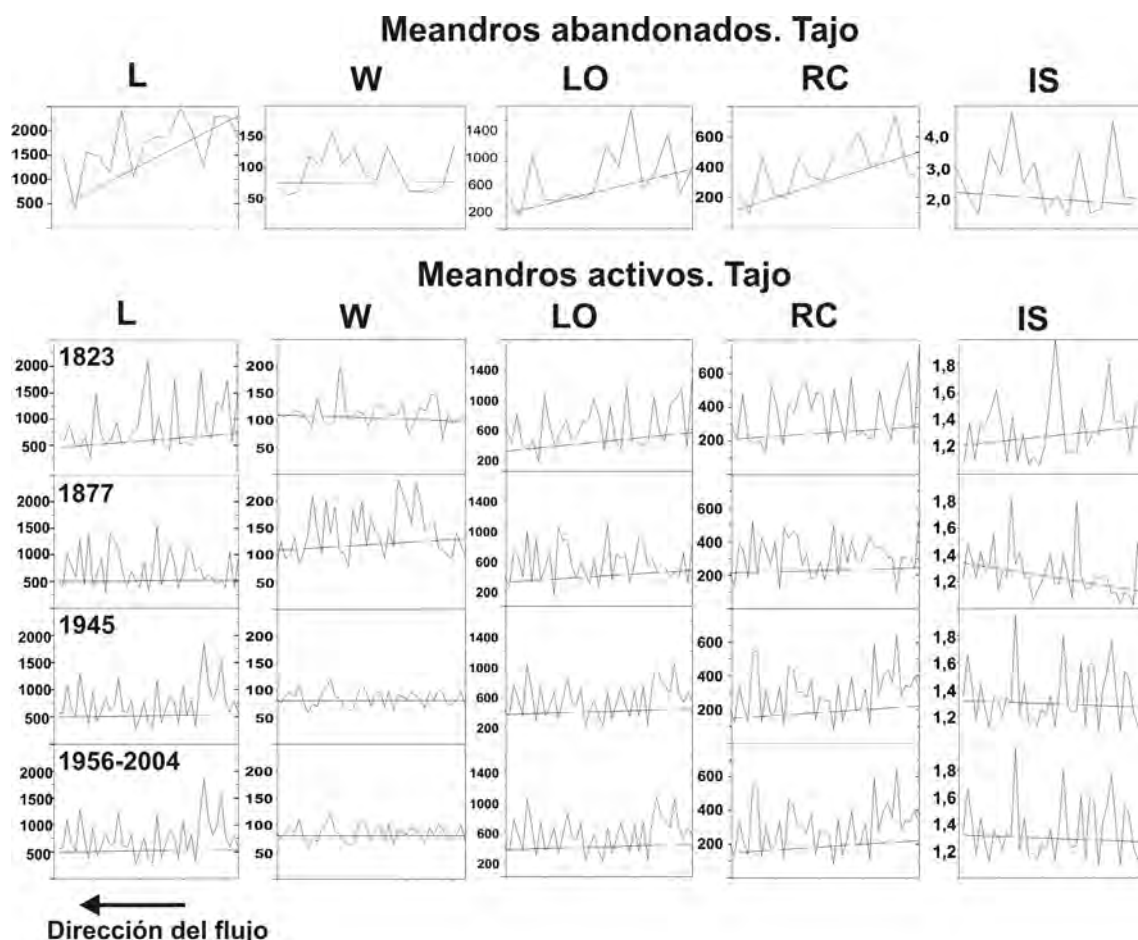


Figura 8.29. Variación a lo largo del valle del río Tajo de la longitud, anchura, longitud de onda, radio de curvatura e índice de sinuosidad de los meandros activos del río Manzanares en los años 1823, 1877, 1945, 1956, 1983, 1999 y 2004. Cada proyección del valor lleva asociada una línea de tendencia polinómica simple $y=ax+b$.

de esa misma fecha. A pesar de la dispersión, los valores de **L**, **Rc** y **LO** cambian de tendencia también a partir de 1972, pasan a disminuir aguas abajo. La razón de esta evolución se encuentra en el desarrollo de la minería de áridos en la llanura aluvial y la construcción de escolleras en las márgenes del río.

- La anchura en los tres ríos claramente tiende a concentrarse entorno a un valor progresivamente más bajo.

8.5. Tramos intermedios y rectos

Como ya se indicó al inicio de este capítulo, los tramos **rectos** ($I.S. < 1,05$ y $L/Rc = 1,00$) e **intermedios** ($I.S. = 1,05-1,20$ y $L/Rc > 2,00$) apenas experimentan cambios en el tiempo. En general, de la superposición de los cauces se observa que aumenta la proporción de tramos **rectos** y que los **intermedios** no cambian de forma, sólo de posición. En el siguiente capítulo se cuantificarán los valores de traslación de los tramos **intermedios**. Para calcular la evolución de estos tramos en el

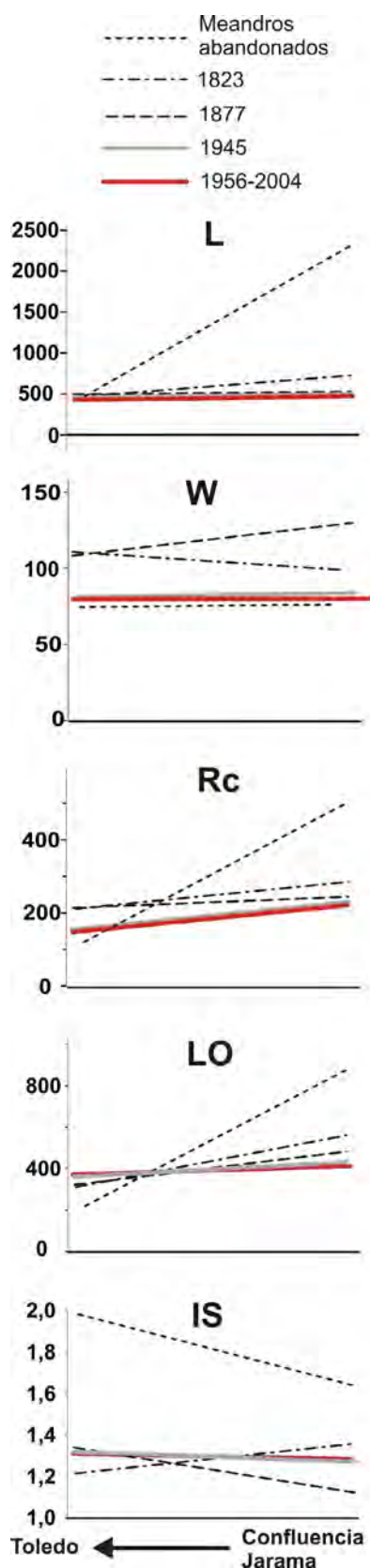


Figura 8.30. Superposición de todas las líneas de tendencia de la figura 29. Meandros del río Tajo.

tiempo se han realizado las siguientes medidas:

- Longitud total de los tramos sinuosos, intermedios y rectos
- Longitud de onda de los tramos sinuosos e intermedios
- Índice de sinuosidad de los tramos sinuosos e intermedios
- Proporción entre los tres tipos de tramos.

Se han incluido los tramos sinuosos para poder comparar la tendencia de unos y otros.

Como en el caso de los meandros abandonados hay que recordar que los datos correspondientes al mapa topográfico de 1877 son los menos fiables, especialmente la anchura. El trazado del río Manzanares en 1877 es el menos preciso de los tres, ya que al ser el más pequeño acusa más la exageración del trazado en un mapa de origen a escala 1:50.000. Además, la georreferenciación ha podido resolver la restitución de la escala pero no la deformación del mapa. Por esa razón aparecen en el sector oeste desplazado respecto al resto de trazados.

8.5.1. Río Manzanares.

Las medidas de los diferentes tramos están recogidas en la tabla 8.16, (Anexo II) y proyectadas en la figura 8.32. Como puede verse en la superposición

de los cauces el río Manzanares no ha sufrido grandes variaciones desde 1877. Los escasos cambios se concentran sobre todo en la mitad aguas abajo del tramo estudiado (fig. 8.33 y Mapa 8.4 del Anexo I).

El trazado en 1877 aparece muy suavizado, lo que sin duda repercute en una menor longitud respecto al año 1945. Entre 1945 y 1956 la longitud total disminuye debido a la reducción en los tramos sinuosos. En las mismas fechas la longitud de los intermedios aumenta ligeramente y la de los rectos se mantiene igual. Los tres índices de sinuosidad disminuyen. Desde 1956 hasta 1972 la longitud total sigue disminuyendo, sin embargo la proporción de tramos rectos aumenta. Los tres índices de sinuosidad se mantienen, luego no ha habido cambios en la forma, sólo en la longitud de los tramos. En este caso parte de los sinuosos e intermedios ha pasado a rectos. Desde 1972 hasta 1983 la longitud del río Manzanares no varía, sin embargo se registran cambios importantes en la proporción entre los tres tipos de tramos. La longitud de los sinuosos aumenta, mientras que la de los rectos disminuye. Pero además hay un cambio en la forma porque aumenta el índice de sinuosidad. Durante el intervalo de 1983 a 1999 se producen dos estrangulamientos, que suman unos 800 m de longitud. Este ajuste hace que disminuya la proporción de tramos sinuosos y aumente la de los rectos hasta un 20%. La longitud total

no se ve alterada. Ya en la última etapa, 1999-2004, no se registra ningún cambio.

8.5.2. Río Jarama.

Los valores de las medidas realizadas en los años 1877, 1945, 1956, 1972, 1983, 1999 y 2004, están recogidas en la tabla 8.17 del Anexo II y figura 8.34. La superposición de cauces se ha representado en la figura 8.35 y mapa 8.5 del Anexo I.

La longitud del río Jarama parece indicar que sólo se producen cambios en el año 1956. Sin embargo, las longitudes de los tramos sinuosos, intermedios y rectos, indican una serie de cambios importantes.

A lo largo del periodo de migración **3a** (1877-1945), la longitud total de los tramos rectos disminuye y la de los sinuosos aumenta debido a la migración lateral de los arcos de meandro.

Durante el periodo de estrangulamiento **3b**, la pérdida de 14 arcos de meandro hace aumentar la longitud de los tramos rectos. Sin embargo la proporción de tramos rectos también ha aumentado a costa de los intermedios, que se han ajustado acortando su longitud y aumentando su sinuosidad.

A partir de 1956, se inicia un nuevo ciclo de migración, **4a**, y la longitud total se recupera, pero a costa de un fuerte aumento de los tramos rectos. La proporción de tramos sinuosos disminuye y además pierden sinuosidad. Algo parecido ocurre con los intermedios, que aumentan

Manzanares

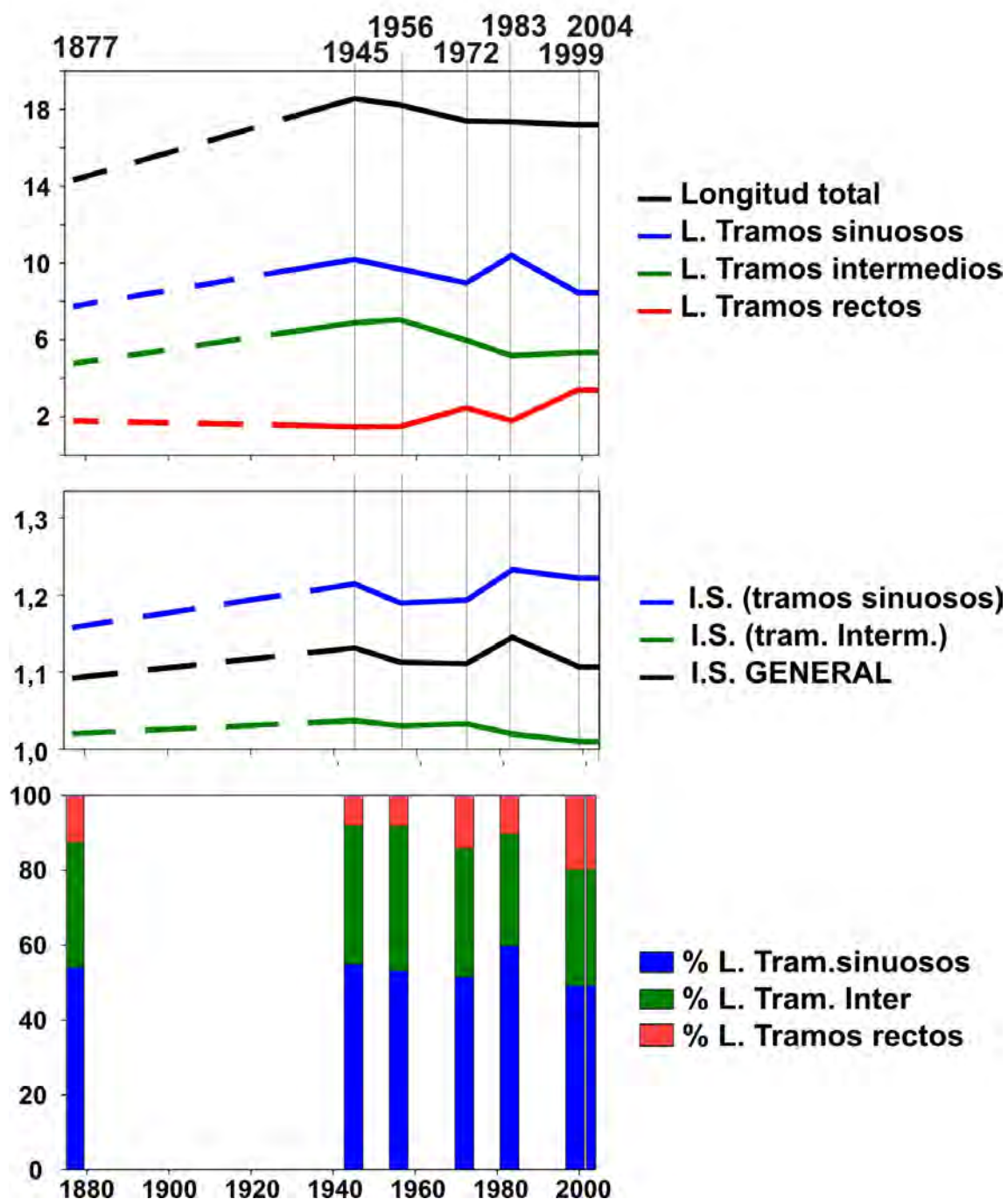


Figura 8.32. Arriba, proyección de la longitud total, de los tramos sinuosos, intermedios y rectos del río Manzanares en los años 1877, 1945, 1956, 1972, 1983, 1999 y 2004. Medio, proporción (recalculada a 100%) entre los tres tramos. Abajo, índice de sinuosidad general, de los tramos sinuosos e intermedios.

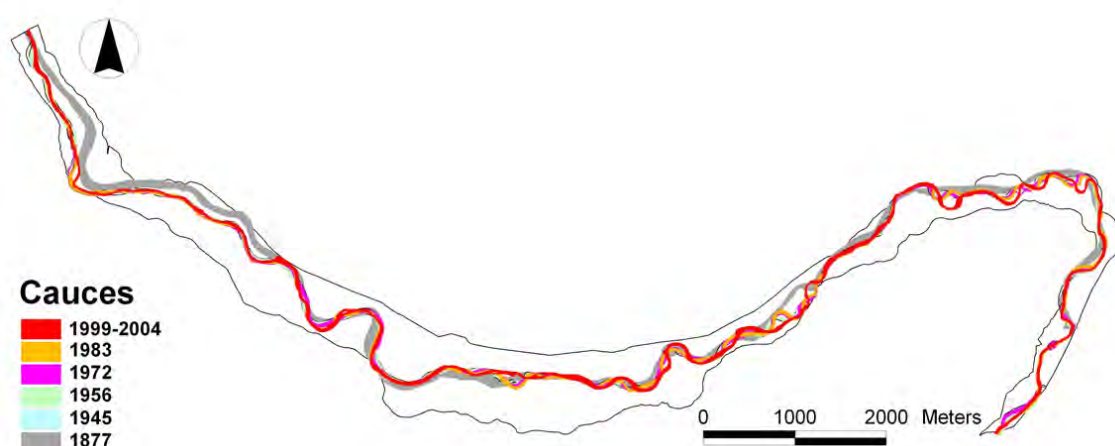


Figura 8.33. Superposición del cauce del río Manzanares en los años 1877, 1945, 1956, 1972, 1983, 1999 y 2004. Mapa 8.4, Anexo I.

su proporción ligeramente pero con una sinuosidad menor. La recuperación general de la longitud del cauce podría indicar una respuesta natural, coherente con el periodo de migración, cuando en realidad ha experimentado una serie de cambios hacia un cauce más artificial. Estos cambios son consecuencia directa del inicio de la extracción de áridos en el cauce y márgenes del río. El resultado es un cauce compuesto por tramos rectos e intermedios, unidos por arcos de meandro en forma de codo, de pequeño radio y baja sinuosidad.

En 1972 el río Jarama ha perdido en buena medida su capacidad de cambio, que sólo se manifiesta a través del estrangulamiento del meandro **J-9** y el ligero aumento del IS de los tramos sinuosos. Al mismo tiempo, la alteración del sistema fluvial, queda reflejada en un progresivo aumento de los tramos rectos y en el descenso de la sinuosidad, una tendencia dominante desde 1972 hasta 2004.

Es interesante señalar que el **IS** de los tramos sinuosos mantiene el valor 1,25 entre 1877 y 1956. Lo único que cambia al pasar por los periodos de migración y estrangulamiento es la longitud de estos tramos. Parece por tanto que un índice de sinuosidad de 1,25 corresponde al límite máximo que puede alcanzar el río Jarama. Por debajo de este valor, la sinuosidad es especialmente cambiante en los tramos intermedios.

8.5.3. Río Tajo.

Los valores de las medidas realizadas en los años 1823, 1877, 1945, 1956, 1972, 1983, 1999 y 2004, aparecen recogidas en la tabla 8.18 (Anexo II) y figura 8.36. La superposición de los cauces en esas mismas fechas aparece representada en la figura 8.37 y Mapa 8.6 del Anexo I.

A la vista de la longitud total del río Tajo parece que la sucesión de los ciclos geomorfológicos 2, 3 y 4 no afecta al río

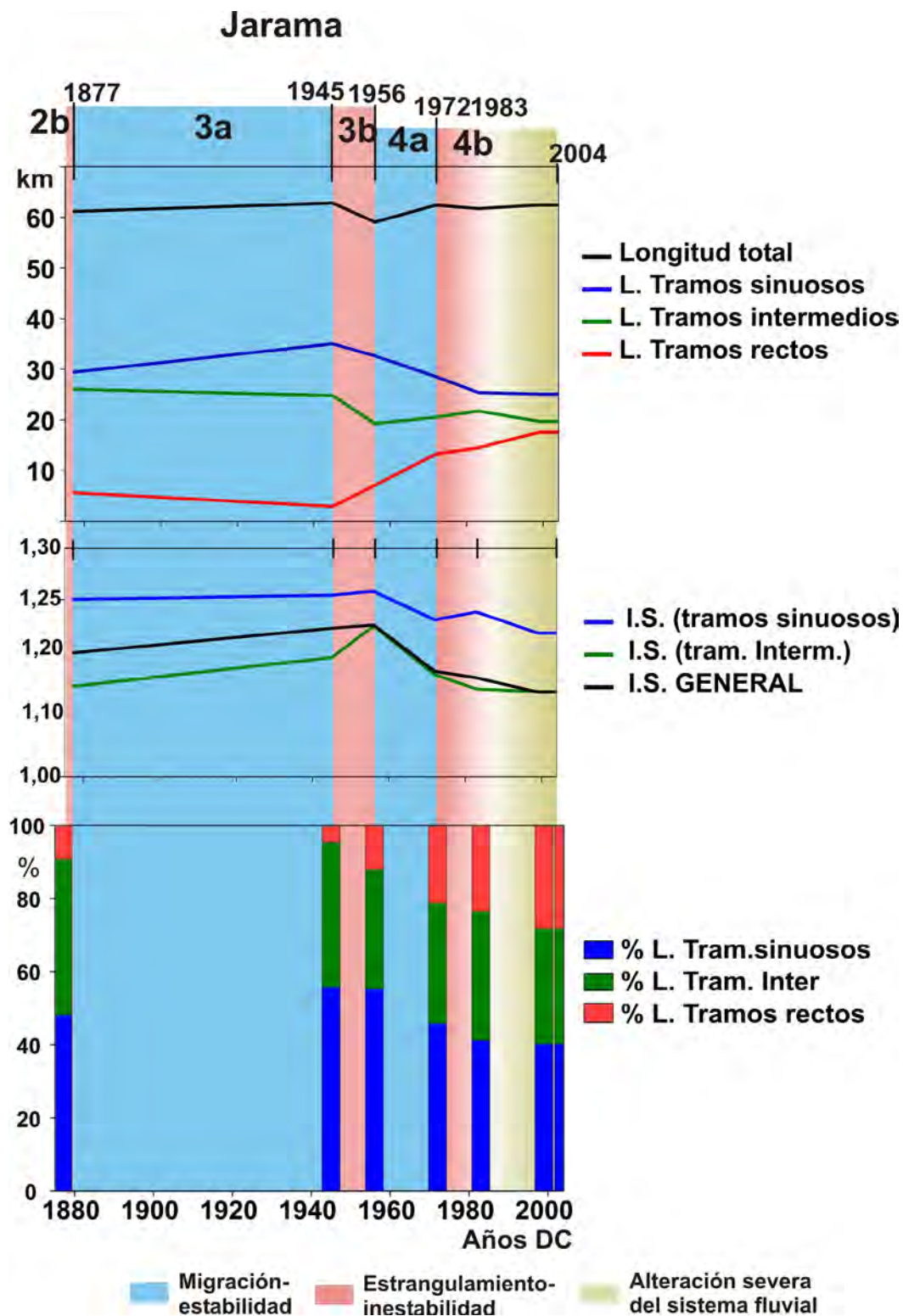


Figura 8.34. Arriba, proyección de la longitud total, de los tramos sinuosos, intermedios y rectos del río Jarama en los años 1877, 1945, 1956, 1972, 1983, 1999 y 2004. Medio, proporción (recalculada a 100%) entre los tres tramos. Abajo, índice de sinuosidad general, de los tramos sinuosos e intermedios.

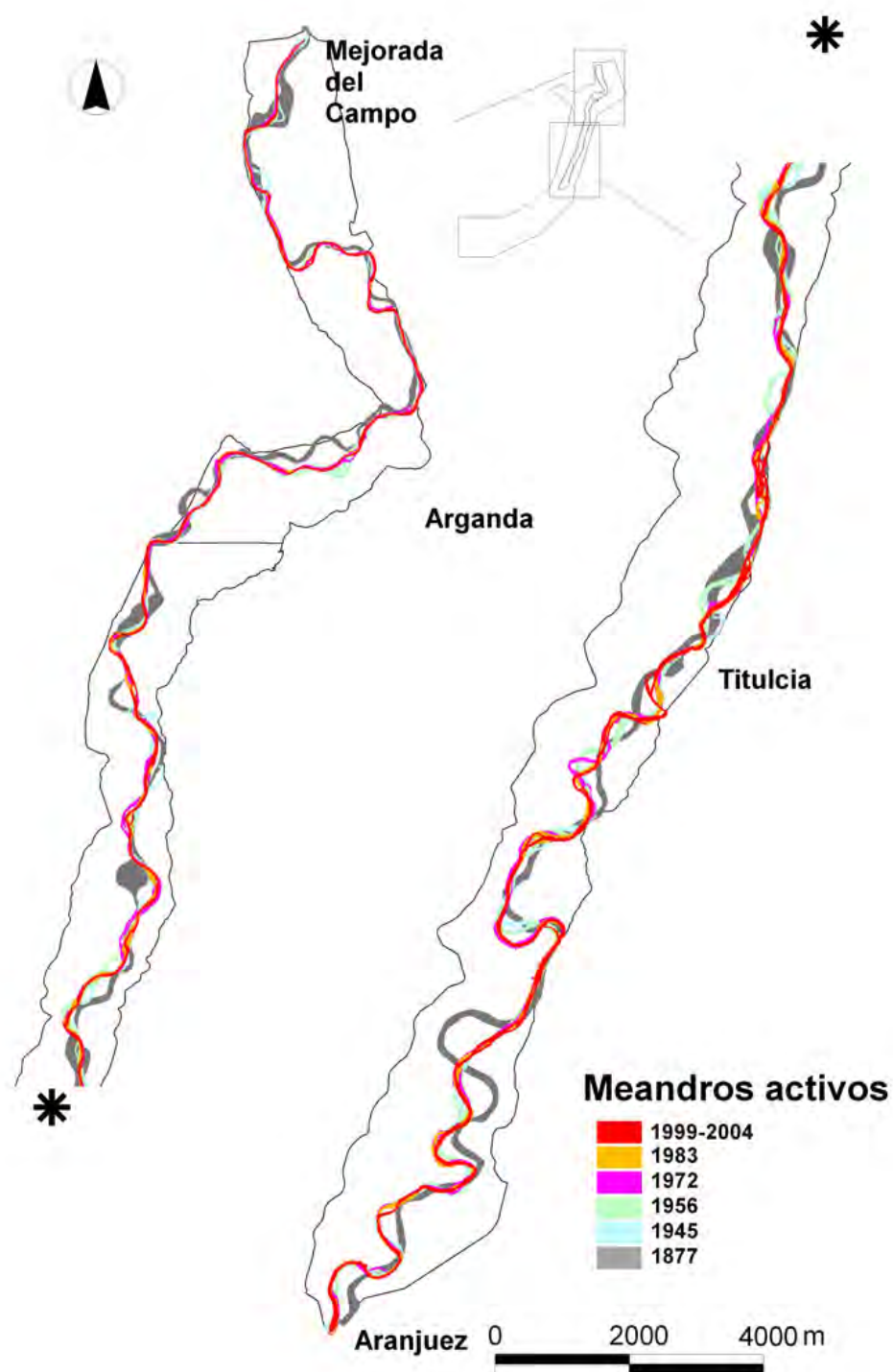


Figura 8.35. Superposición del cauce del río Jarama en los años 1877, 1945, 1956, 1972, 1983, 1999 y 2004. Mapa 8.5, Anexo II.

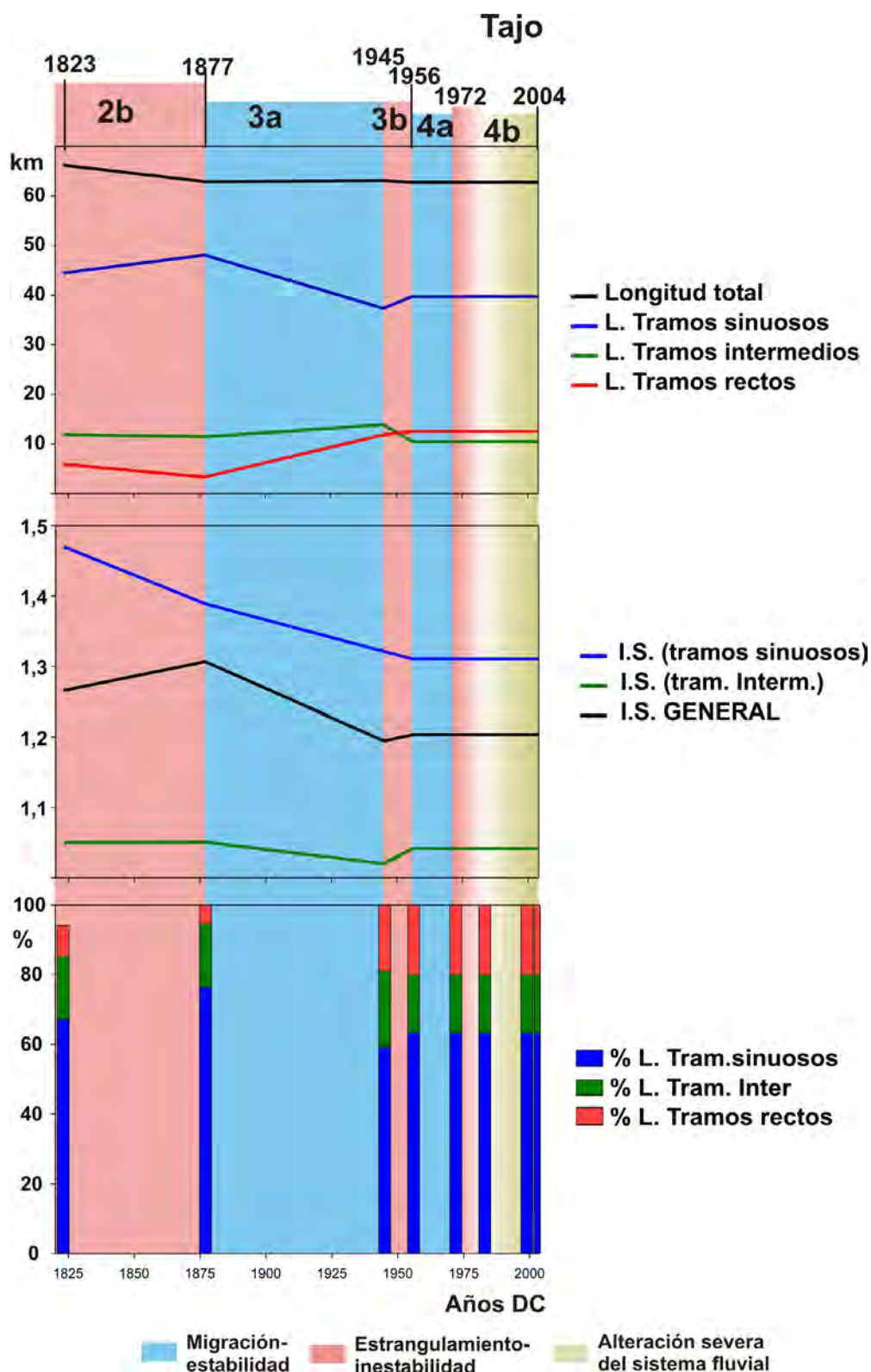


Figura 8.36. Arriba, proyección de la longitud total, de los tramos sinuosos, intermedios y rectos del río Tajo en los años 1823, 1877, 1945, 1956, 1972, 1983, 1999 y 2004. Medio, proporción (recalculada a 100%) entre los tres tramos. Abajo, índice de sinuosidad general, de los tramos sinuosos e intermedios.

Tajo. Sin embargo, el análisis por separado de los diferentes tipos de tramos, muestra una serie de cambios entre 1823 y 1956. El río Tajo mantiene una tendencia general a reducir la sinuosidad desde 1823 hasta 1956, que prevalece sobre cualquier tipo de cambio registrado. Esta evolución está bien representada por la reducción paulatina del **IS** en los tramos sinuosos, independientemente de los ciclos. Conesa García (1992) apunta precisamente a esta reducción de la sinuosidad entre Aranjuez y Añover del Tajo, como consecuencia de reiterados abandonos de antiguos meandros que tenían una mayor amplitud y radio de curvatura que los actuales. Más adelante veremos cómo el **IS** aumenta aguas abajo de Añover del Tajo hasta la Toledo.

Por otro lado, los periodos de tipo **b**, además de los ajustes por estrangulamiento, provocan el aumento de la longitud de los tramos sinuosos. Así, durante el periodo **2b**, la longitud total disminuye a causa de los 12 estrangulamientos pero la proporción de tramos sinuosos aumenta. Durante el siguiente periodo, **3a** de migración, la longitud de los tramos sinuosos disminuye a favor de los rectos, y además el **IS** de los primeros sigue disminuyendo. Es decir, el río Tajo recupera su longitud mediante el crecimiento de tramos rectos. En el periodo de estrangulamiento **3b**, el único ajuste es, de nuevo un cierto incremento de los tramos sinuosos, pero esta vez a costa de los intermedios porque los rectos

siguen aumentando.

A partir de 1956, coincidiendo con la terminación de las grandes presas de Entrepeñas y Buendía, no se registra ningún cambio en el trazado del río.

8.5.4. Consideraciones parciales

- La discriminación de tramos rectos, sinuosos e intermedios permite identificar con mayor facilidad las tendencias evolutivas de cada río.
- La longitud de los tramos sinuosos y rectos evolucionan de forma simétrica. Normalmente cuando unos aumentan los otros disminuyen. Los tramos intermedios mantienen de forma más constante su proporción en el tiempo.
- La proporción de tramos rectos en los tres ríos siempre aumenta desde el intervalo 1956-1972, coincidiendo con el inicio de la intervención del hombre en el sistema.
- El río Jarama se muestra más sensible a la alternancia de los diferentes ciclos geomorfológicos de migración-estrangulamiento. En cambio en el Tajo, prevalece una clara tendencia a la reducción de la sinuosidad, que apenas se ve afectada por estos ciclos.
- En el río Jarama los tramos sinuosos aumentan durante los periodos de migración y disminuyen durante los de estrangulamiento. Con los tramos rectos ocurre lo contrario.
- El **IS** de los tramos sinuosos del río



Figura 8.37. Superposición del cauce del río Tajo en los años 1823, 1877, 1945, 1956, 1972, 1983, 1999 y 2004.8. Mapa 8.6, Anexo II.

Jarama, se mantiene en un valor medio constante de 1,25. Los periodos de estrangulamiento-migración sólo alteran la longitud de los tramos sinuosos, no su sinuosidad.

- El río Tajo mantiene una tendencia general a reducir la sinuosidad desde 1823 hasta 1956. Esta tendencia prevalece sobre cualquier tipo de cambio registrado y se manifiesta a través de la reducción paulatina del **IS** en los tramos sinuosos y en el aumento de la longitud de los tramos rectos.
- Los periodos de estrangulamiento incrementan ligeramente el **IS** de los tramos sinuosos.

8.6.- Discusión

8.6.1. Clasificación de geometrías

El establecimiento de una nueva clasificación de los cauces en tramos rectos ($I.S. < 1,05$ y $L/Rc = 1,00$); intermedios ($I.S. = 1,05-1,20$ y $L/Rc = 2,00$) y sinuosos ($I.S. > 1,20$ y $L/Rc > 2,00$), ha sido fundamental para poder estudiar la evolución de los tres ríos. Esta división se adapta por un lado a la naturaleza de los datos, dado que especialmente en los registros antiguos el valor de la anchura es mucho menos preciso que la longitud (L) o el radio de curvatura (Rc). Pero sobre todo ha resultado muy apropiado porque se han podido diferenciar tramos con sinuosidades por debajo de 1,3 ($IS=L/\lambda$) cuyo comportamiento es netamente distinto. También ha permitido focalizar el análisis en los tramos más activos, los

sinuosos. Las clasificaciones clásicas, no resuelven esta cuestión porque en general están diseñadas para ríos con mayores sinuosidades. Por ejemplo Brice, (1964) establece el límite entre ríos de alta y baja sinuosidad en un $IS = 1,3$ ($IS = L/\lambda$) y Leopold y Wolman, (1964), colocan ese límite en un $IS = 1,5$. Tampoco son de utilidad aquellas que consideran la anchura, (ver Schumm, 1977, Richards, 1982 y Knighton, 1984, entre otros) al menos cuando se trabaja con una secuencia temporal de registros gráficos, como es nuestro caso.

La división por tramos llevada a cabo resulta más ventajosa a la hora de analizar los cambios, respecto a la medida de la longitud total o el índice de sinuosidad general. Esta metodología es por tanto especialmente apropiada para ríos de baja sinuosidad, meandriformes o divagantes con carga de fondo de gravas y también de arenas, según la clasificación de Miall (1985), o del grupo B2 y B3 de Nanson y Croke (1992). Pero además, puede ser extensible a ríos con sinuosidades medias o altas que están sometidos a una fuerte actividad antrópica que favorece la eliminación de arcos de meandro y el aumento de los tramos rectos. El análisis de estos valores ha permitido hacer una primera identificación de las tendencias generales de cambio en cada río y la pérdida de capacidad de cambio en el tiempo.

En todos los casos el análisis de los tramos indica que los sinuosos son efectivamente los más activos. Su tendencia es simétrica a los tramos rectos, cuando unos aumentan los otros disminuyen, mientras que los tramos

intermedios se muestran como los más estables en el tiempo. La intervención del hombre incrementa claramente la longitud de los tramos rectos. Mediante este análisis se han podido identificar las tendencias evolutivas de los tres ríos.

8.6.2. Ciclos geomorfológicos

La inclusión en el estudio de los 46 meandros abandonados (de los ríos Jarama y Tajo), prolonga el periodo de análisis a los últimos 500 años. En contraste con las dataciones numéricas realizadas en alguno de estos meandros, la acotación de la edad de estrangulamiento con mapas históricos es mucho más precisa, al menos en registros recientes (últimos siglos). Sin embargo este método apenas se ha utilizado en otros estudios de cambios fluviales históricos (ver Petts, 1989).

La combinación de la frecuencia de los estrangulamientos, el número de meandros activos y la longitud total de los ríos Jarama y Tajo, han permitido definir 4 ciclos de cambio o ciclos geomorfológicos. Cada uno de ellos se compone de dos periodos, **a** y **b**:

Ciclo 1, periodo **a** (1580-1739),
periodo **b** (1739-1775),

Ciclo 2 periodo **a** (1775-1816),
periodo **b** (1816-1877)

Ciclo 3 periodo **a** (1877-1945),
periodo **b** (1945-1956)

Ciclo 4 periodo **a** (1956-1972),
periodo **b** (1972-2004).

Los periodos **a**, son de migración o estabilidad, caracterizados por el aumento de la longitud y sinuosidad del río. Los periodos de tipo **b**, concentran la mayor parte de los estrangulamientos, y además la longitud e índice de sinuosidad de los ríos disminuye. En los ríos Jarama y Tajo se han producido por tanto 3 generaciones de meandros en los últimos 500 años. La utilización de los mapas históricos ha permitido aumentar la escala de trabajo y precisar algunos cambios que en general ya han sido identificados por otros autores. Concretamente en el río Jarama (Garzón y Alonso, 1995; Alonso y Garzón, 1996), identifican dos estados en la evolución reciente del río: desde el inicio del siglo XIX hasta el inicio del XX, y el segundo hasta la actualidad. Durante el primero, el río muestra una sinuosidad media, con migración lateral en la llanura aluvial y una considerable agradación (en 100 años, la acreción lateral se desarrolla en 3 o 4 cicatrices). El estadio más reciente está caracterizado por la incisión, pérdida de sinuosidad (1,25 a 1,15) y abundantes estrangulamientos. En un trabajo posterior, donde se comparan los ríos Guadarrama y Jarama, (Garzón y Alonso, 2002), establecen una serie de 4 estados evolutivos, desde el inicio del siglo XIX: I) Agradación (Pequeña Edad del Hielo?), II) descenso de la acreción, (1850?-1930) III) Inicio de la inestabilidad (1930-

1956) y IV) incisión activa (>1956), con tendencias similares desde la agradación al encajamiento. Los autores advierten una gran movilidad de los meandros hasta al menos 1946 y estrangulamientos y relleno de los meandros abandonados en el estado III (1930-1956). Estos ajustes coinciden aproximadamente con el periodo **a** de migración (1877-1945) y el periodo **b** de estrangulamiento (1945-1956), dentro del **Ciclo 3**.

En el ámbito internacional, la mayor parte de los trabajos que documentan la sucesión de ciclos con la formación varias generaciones de meandros corresponden a las amplias llanuras aluviales del centro y este de Europa, desde el último tardiglacial (18.000-11.800 a. Cal BP) hasta el final del Holoceno. Por ejemplo las 6 fases de construcción de meandros en los ríos Danubio y Tisza (Vandenberghe et al. 2002; Gabris y Nagy, 2005) o las 3 identificadas en el Rhin (Dambeck y Thiemeyer, 2002). Cada nueva generación de meandros va acompañada de una fase de encajamiento del río que relacionan con cambios en la condiciones hidroclimáticas. En trabajos más precisos, Starkel (1996 y 2002) describe la sucesión de ciclos separados por umbrales de cambio en varios ríos en el valle del Vístula, en Polonia. El autor define, a través del estudio de los meandros abandonados y paleocauces, 10 ciclos de cambio desde los 13.000 a. Cal BP, hasta el inicio de la regulación de caudales a finales del siglo XIX. Cada uno de estos ciclos consta de tres etapas: migración lateral, estrangulamientos y avulsiones, además

de la incisión del cauce en la llanura. Las sucesivas incisiones se atribuyen a una disminución general del caudal.

En estos trabajos se documenta la progresiva incisión del cauce a lo largo del Holoceno, con agradación por la deforestación entorno a los 2.000 años BP y posterior reactivación de la incisión en los últimos 500 años y muy especialmente en los siglos XVIII y XIX.

En el Jarama la presencia de tres escalones en la llanura aluvial ya en 1945 indica que sucesión de ciclos va acompañada también de la incisión del cauce. En consonancia con estos resultados, de las dataciones numéricas realizadas en el río Jarama por Garzón y Alonso (2002), la más reciente asociada a procesos de agradación es de 1.030 ± 70 años BP.

En cuanto al origen de los cambios, Starkel (1996 y 2002), asocia estos ciclos al aumento de la frecuencia de inundaciones. Con una escala temporal mucho menor, Hooke y Harvey (1983) y Hooke (1987, 1995 a y b, 2004 y 2007a) y Hooke y Kain (1992) han formulado también modelos cualitativos con fases de migración, crecimiento, doble curvatura y estrangulamiento en los ríos Dane y Bollin, Inglaterra. Aunque en muchos casos la última fase de cambio (estrangulamiento) es consecuencia de eventos de inundación, Hooke (2003) sugiere la aparición de éstos como un proceso inherente al desarrollo de un meandro. Esta misma idea ya fue formulada por Schumm (1973), cuando indicó la posibilidad de traspasar

umbrales geomórficos sin necesidad de cambios en los factores extrínsecos. Una idea ampliamente aceptada pero insuficientemente cuantificada según Hooke, (2007b). También Brown et al. (2001) definen el paso de un canal meandriforme a entrelazado, anastomosado y de nuevo meandriforme, en ciclos de 300-400 años entre los siglos XI y XIV, en el río Trent, Inglaterra, como consecuencia de un periodo de inundaciones, en un contexto de deterioro climático medieval. Sin embargo, el mismo autor señala que el río es mucho más sensible a un evento de inundación moderado, cuando se encuentra en un estado crítico de transición entre dos tipos de trazado. Esta situación intrínseca al sistema, es la que presenta precisamente el río Jarama en el año 1945.

Pero además, en el sistema Jarama-Tajo los cambios observados no tienen una distribución aleatoria ni lineal, sino en grupos (*clusters*). El sistema evoluciona de forma conjunta, con predominio de un tipo de ajuste en cada periodo (migración-estrangulamiento). El sistema Jarama-Tajo es comparable por tanto a los modelos con umbrales críticos internos (self-organised criticality) en sistemas naturales complejos (ver Bak, et al., 1987; Bak y Cheng, 1991; Bak, 1996) y en modelos fluviales teóricos (Stølum, 1996, 1998), donde el sistema evoluciona hasta alcanzar un estado crítico en el cual un pequeño evento inicia una reacción en cadena, en este caso los

grupos de estrangulamientos. El análisis de los tramos sinuosos ha permitido identificar estos umbrales en los ríos Jarama y Tajo.

Respecto al registro hidroclimático, como factor extrínseco, en los últimos 500 años en la Península Ibérica se registra en general una serie de oscilaciones climáticas caracterizadas por el incremento de inundaciones catastróficas en varios ríos mediterráneos: 1580-1620, 1760-1800 y 1830-1870 (Martín Vide y Barriendos, 1995; Barriendos, 1996 y 1997; Barriendos y Martín Vide, 1998; Barriendos et al., 1998). También en el río Segura entre 1800 y 1900 (Molina Sempere et al. 1994). La relación entre periodos de inundación y estrangulamientos también se ha documentado en grandes ríos de Europa desde el siglo XIX. En Francia, el incremento en la frecuencia de las inundaciones a finales del XIX coincide con la mayor construcción de obras hidráulicas destinadas a la protección de las riadas (Micha y Borlee, 1989). También en Francia, en el río Garonne se registró un importante aumento de las inundaciones entre 1840 y 1880, que provocó la reducción de la longitud del río (Decamps et al. 1989). En Escocia McEwen (1989), documenta la metamorfosis de varios ríos, derivada de la sucesión de tres periodos con alta frecuencia de inundaciones (1760-1799, 1875-1894 y 1955-1969).

En el centro peninsular, la relación

directa entre eventos de inundación y ajustes por estrangulamiento, ya ha sido documentada en el río Henares (Pérez-González, 1969; Uribe Larrea et al., 1997) y en los ríos Jarama y Tajo (Uribe Larrea et al. 2003). En la zona de estudio se ha contrastado la distribución temporal de los cuatro ciclos con el registro de crecidas históricas reconstruido en la confluencia de los ríos Tajo y Jarama en Aranjuez por Benito et al. (2003). En líneas generales el inicio de cada periodo de estrangulamientos coincide con un aumento en la magnitud y frecuencia de inundaciones. La correspondencia exacta entre un evento de inundación y un ajuste geomorfológico (migración o estrangulamiento) es difícil de cuantificar, salvo que el ajuste sea reciente y se pueda cotejar con registros instrumentales de las condiciones hidroclimáticas (ver Uribe Larrea et al. 1997). En este caso sólo se puede establecer una relación cualitativa, pero que en cualquier caso permite establecer que, después de un periodo de estrangulamiento, los eventos de inundación sólo provocan la migración lateral de los meandros. Los eventos de inundación son por tanto el principal motor de cambio en los ríos Jarama y Tajo, pero los ajustes que desencadenan (migración o estrangulamiento) dependerá de un umbral de cambio. Al menos en el río Jarama ya fue señalada la existencia de estrangulamientos tras alcanzar un “umbral morfológico de apuntamiento” (Garzón y Alonso, 1995).

Para averiguar el umbral de cambio de los ríos Jarama y Tajo en la zona de Tesis, se ha estudiado la geometría de los meandros abandonados y activos (lontitud, anchura, radio de curvatura, longitud de onda e índice de sinuosidad). Los resultados son difíciles de interpretar, incluso si consideramos también los meandros activos, porque coexisten meandros de tamaños y formas muy diferentes. Habitualmente en trabajos acerca de la variación de los meandros se trabaja con poblaciones numerosas cuando las sinuosidades son variables (ver Ferguson, 1975; Carson y Lapointe, 1983 entre otros) o bien con meandros homogéneos, en extensas llanuras, con alta sinuosidad, cargas arenosas y en suspensión, etc. (ver Gagliano y Howard, 1984; Walters y Simons, 1984; Stølum, 1998, entre otros). Estos trabajos han permitido establecer relaciones empíricas entre parámetros geométricos, jerarquía de sinuosidades, tendencias a largo plazo, e incluso ajustar los umbrales de cambio. En nuestro caso se ha hecho una primera cuantificación del umbral de cambio a través del IS. Concretamente en el río Tajo los meandros con índices de sinuosidad por debajo de 1,4 son estables, por encima de este valor aumentan las posibilidades de estrangularse, y a partir de 1,96 son claramente inestables ante un evento de inundación. En el río Jarama, con mayor pendiente y carga de fondo, estos valores son menores: estables por debajo de 1,25

y muy inestables por encima de 1,75.

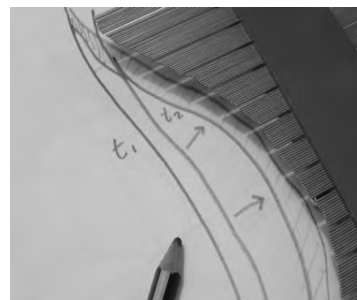
En estudios de cambios fluviales durante el Holoceno, se utiliza la variación de la geometría en planta de meandros abandonados, junto con el de pendiente y profundidad, para determinar la disminución de caudal medio de los grandes ríos del centro y este de Europa en el tránsito del Dryas joven al Preboreal, (Szumański, 1983; Rotnicki, 1991; Vandenberghe et al., 1994; Starkel et al., 1996; Sidorchuk et al., 2000), donde se establecen relaciones directas entre las dimensiones y el caudal. Los valores obtenidos en los ríos Jarama y Tajo sólo pueden extrapolarse de forma cualitativa, dado que no contamos con la profundidad ni pendiente de los meandros abandonados. Además, la dispersión de datos genera resultados modestos, comparables en importancia local o regional, con aquellos que examinan los cambios de meandros en periodos cortos o en tramos fluviales reducidos (p.e. Brice, 1973, 1974; Hickin, 1974; Hickin y Nanson, 1975; Hooke, 1977, 1987; Lewin, 1977; Nanson y Hickin, 1983, entre otros). No obstante en nuestro caso cobran mayor significado por el hecho de estar enmarcados en el contexto de los ciclos geomorfológicos, que dota de mayor sentido a los resultados obtenidos. Así, en primer lugar se ha podido diferenciar la dinámica fluvial de los ríos Jarama y Tajo. El Jarama es mucho más dependiente de la frecuencia e intensidad de las inundaciones, mientras que el Tajo es más

constante en su tendencia. Al menos en éste último el caudal medio ha disminuido desde el año 1750 hasta la actualidad.

Por último, la variación de la geometría de los meandros a lo largo del valle, ha servido para poner de relieve la incidencia de los diferentes factores locales en cada uno de los tres ríos. En general se espera que la dimensión de los meandros aumenta aguas abajo (Dury, 1958; Leopold y Wolman, 1964; Schumm, 1977, entre otros). Sin embargo esta tendencia no se cumple por igual en los tres ríos. En el Jarama el tamaño de los meandros aumenta aguas abajo hasta que a partir del año 1972 comienza a invertirse esta tendencia. La causa es la expansión de la minería de áridos hacia los tramos aguas abajo. En el Tajo las dimensiones de los meandros disminuyen aguas abajo, ya desde el primero de los registros gráficos, debido a una paulatina reducción de la pendiente y el aumento de la cohesividad de la llanura.

En los tres ríos, la intervención del hombre en el sistema produce efectos similares como la disminución de los tramos sinuosos a favor de los rectos, disminución de la sinuosidad de los tramos sinuosos, reducción y homogeneización de los valores de anchura y dispersión del resto de valores, (L , R_c y LO) como respuesta a la intervención directa en el río.

9



Migración de los cauces

9.1.- Introducción y objetivos

Hasta ahora el estudio de la evolución de los ríos Manzanares, Jarama y Tajo se ha llevado a cabo a través del análisis de parámetros lineales de sus cauces (concretamente de distintas medidas como son la longitud, anchura, radios de curvatura, longitud de onda e índice de sinuosidad). La metodología para la obtención de estos parámetros se ha basado principalmente en mapas históricos y actuales, y fotografías aéreas que cubren los últimos 450 años. Además del establecimiento de ciclos geomorfológicos de cambio, se han obtenido resultados acerca de las variaciones en la forma de los cauces. Sin embargo no queda resuelta la relación de los cauces con el medio y que, básicamente, se puede

traducir en la migración de los cauces en la llanura aluvial.

Por ejemplo, dentro de los 4 Ciclos geomorfológicos establecidos entre los años 1580 y 2004, se han establecido diferencias de comportamiento del cauce entre los dos periodos que forman cada Ciclo. Así, durante los periodos de tipo **a**, (migración-estabilidad) se deduce que prevalece la migración lateral respecto a los Ciclos **b** (estrangulamiento-inestabilidad) porque aumenta la longitud del cauce y apenas se registran estrangulamientos. Pero desconocemos si efectivamente la tasa de migración varía entre unos y otros y en qué proporción. También se ha

deducido que los cambios se concentran en los tramos con mayor sinuosidad, pero no se han cuantificado.

Para avanzar en el estudio de la evolución fluvial de los ríos Manzanares, Jarama y Tajo, se aplicará un análisis areal o en dos dimensiones. Los objetivos generales siguen siendo los mismos, estudiar la evolución reciente de los tres ríos de una forma secuencial y cuantificable, pero utilizando en este caso los cambios en área. Los objetivos concretos son: 1) la variación de la cantidad, 2) la forma y 3) la orientación de la migración lateral de los cauces.

9.2.- Metodología

La migración teórica de arcos de meandro ha sido ampliamente desarrollada desde un punto de vista matemático ([Verkeda et al. 1981](#); [Beck, 1983](#); [Ferguson, 1984](#), entre otros). El cálculo de la migración real de un cauce, basada en registros cartográficos, se realiza sobre todo a través de mediciones lineales. Normalmente se calcula el desplazamiento lineal del punto más externo del arco de meandro entre dos fechas consecutivas ([Daniel, 1971](#), [Leopold, 1973](#); [Brice, 1974](#), [Hickin and Nanson, 1975](#); [Hooke, 1977 y 1980](#); [Pizzuto, 1994](#); [Gurnell et al., 1994](#); [Gillespie and Giardino, 1996](#); [Gurnell, 1997](#); [Elliot and Gyetvai, 1999](#); [Shields et al., 2000](#) y [Sarma, 2005](#), [Malik, 2005](#); [Hillier et al., 2006](#) entre otros).

En base a mapas históricos [Montefusco y Taconi \(1983\)](#) calculan la tasa media de avance equivalente de un meandro, mediante la comparación del trazado del thalweg del río Po, Italia, entre los años 1814 y 1874. Con el desarrollo de los SIG en la última década resulta frecuente su aplicación al análisis de la migración lateral en dos dimensiones. En estos casos se consideran los cauces y las llanuras aluviales como polígonos en un sistema de información geográfica. Se han descrito varias metodologías para la estimación de las tasas de migración. Algunos autores comparan el área total del cauce durante los caudales bajos y el área del nuevo cauce que no coincida con el antiguo ([Piégay et al., 1996](#); [Jacobson y Pugh, 1997](#)). Otros incluso obtienen el área del nuevo cauce que no coincida con ninguno de los cauces anteriores, lo que podría denominarse como el área de migración absoluta ([Ham y Church, 2000](#) y [O'Connor et al., 2003](#)). En esa misma línea de trabajo [Wasklewicz, \(2004\)](#), elabora un mapa de probabilidad de posición del cauce. En todos los casos se parte de la comparación o superposición de dos o más trazados del mismo río en diferentes fechas, siempre en el ámbito de los SIG. Aunque la mayor parte de los trabajos consultados se desarrollan con herramientas de los SIG, en ninguno caso se especifica con detalle la metodología. Por ejemplo, no se explica el tratamiento que se le da al nuevo cauce resultante de un estrangulamiento o a los espacios

de migración entre cauces consecutivos. En esta Tesis Doctoral se propone una metodología completa para el análisis de la migración lateral de un cauce, dentro de un SIG *raster*. Además del área de migración, la metodología propuesta considera igualmente el análisis de la forma resultante y la orientación de la migración lateral.

En este apartado utilizaremos como fuentes de información los cauces de los ríos, de los años 1877 (mapa topográfico), 1945, 1956, 1972, 1983, 1999 y 2004 (fotografías aéreas). De la comparación por pares surgen seis tasas de migración para los siguientes intervalos: 1877-1945, 1945-1956, 1956-1972, 1972-1983, 1983-1999 y 1999-2004, para cada uno de los tres ríos. El periodo de estudio es por tanto de 127 años. Se trata de un intervalo temporal menor que en el análisis de la geometría de los cauces, pero a cambio, permite analizar los ajustes del cauce con mayor precisión.

Antes de llevar a cabo el análisis en dos dimensiones es necesario dividir las llanuras aluviales en sectores, por dos razones. La primera es de tipo técnico y se trata de la extensión del trabajo y por tanto del tamaño de los archivos digitales. Si tratamos cada llanura aluvial como un solo archivo continuo o *raster*, el tamaño de los archivos digitales dificulta enormemente la elaboración de los cálculos. Por otro lado, tal y como se planteó en el

capítulo anterior ([Capítulo 7](#)), considerar grandes segmentos fluviales dificulta la identificación de cambios a lo largo de un mismo cauce.

Se ha considerado en primer lugar la posibilidad de dividir la llanura aluvial siguiendo la clasificación de los cauces: rectos, intermedios y sinuosos. En principio parece la división más lógica. Sin embargo esta división implica un continuo reajuste de los sectores de estudio, de un año para otro a lo largo de todo el valle, lo que complica sustancialmente el análisis en el SIG. También dificulta la identificación de la evolución de un mismo tramo.

Se ha optado por adaptar una metodología descrita por [Werrity y Ferguson, \(1980\)](#) para ríos de tipo *braided*, que consiste en dividir el cauce en sectores limitados por puntos del trazado que no han variado en el tiempo. A continuación se describe con más detalle la adaptación de esta metodología y la desarrollada en este trabajo para el estudio de la migración lateral.

9.2.1. División de los cauces en sectores.

En un primer paso, se han superpuesto los trazados de cada río en los siete momentos considerados, desde 1877 hasta 2004. La superposición no sólo es visual sino también cuantitativa, de modo que resulta en un mapa de trazados (polígonos) con valores de 0 a 7. El valor

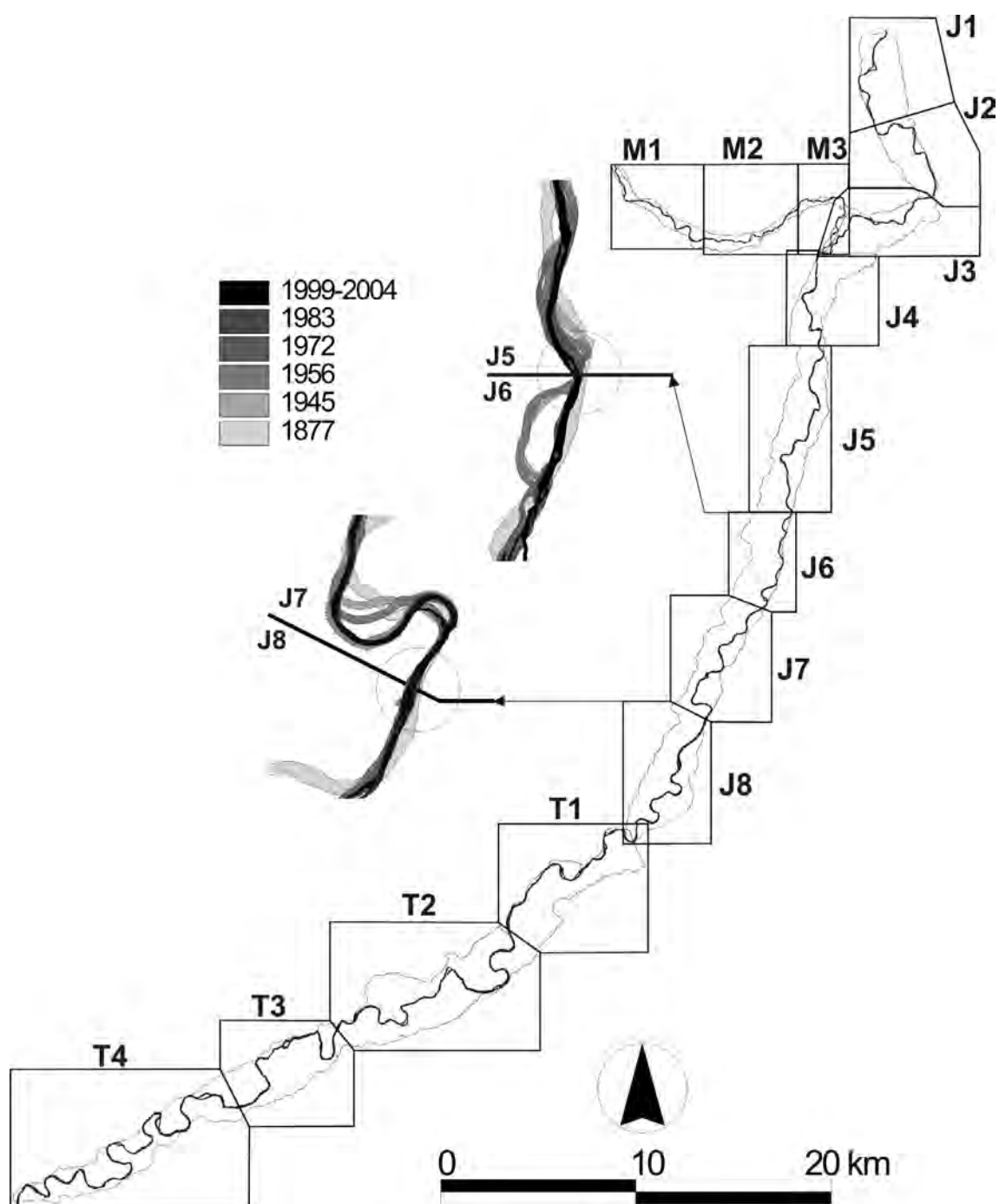


Figura 9.1. Distribución de los 15 sectores en los que se ha dividido la zona de estudio para realizar el análisis en dos dimensiones. M1, M2 y M3 corresponden al río Manzanares, J1, J2, J3, J4, J5, J6, J7, J8 al río Jarama y T1, T2, T3 y T4 al río Tago. La división está basada en la localización de puntos del cauce invariables entre 1877 y 2004. En detalle los ejemplos de los límites entre J5-J6 y J7-J8)

7 corresponde a aquellas zonas comunes a todos los trazados y ayudan a situar los límites de los sectores. En total se ha dividido el río Manzanares en 3 sectores, el Jarama en 8 y el Tajo en 4 (fig. 9.1).

9.2.2. Cálculo de la migración lateral total.

Cada cauce está representado en un mapa con dos elementos únicos, cauce (valor 1) y llanura (valor 0). El primer paso es siempre la comparación de dos cartografías consecutivas del mismo cauce, por ejemplo t1 y t2. Se genera por tanto una nueva cartografía con 4 zonas (fig. 9.2):

La zona 1 corresponde a la llanura que no ha sido afectada por ningún cambio. La zona 2 es la más interesante porque indica qué parte de la llanura ha sido ocupada por el cauce. La 3 indica aquella sección del cauce que a causa de la migración lateral ha sido abandonada y se convierte en una zona de sedimentación “pasiva”. Por último la zona 4 representa las secciones del cauce que son comunes a los dos momentos analizados, es decir una zona sin cambios.

Sin embargo esta primera operación no ha computado aquellas zonas comprendidas entre los dos cauces, a modo de “islas”. Estos espacios pueden corresponder a migraciones laterales o bien a estrangulamientos (fig. 9.2). En el caso de estrangulamientos, se han

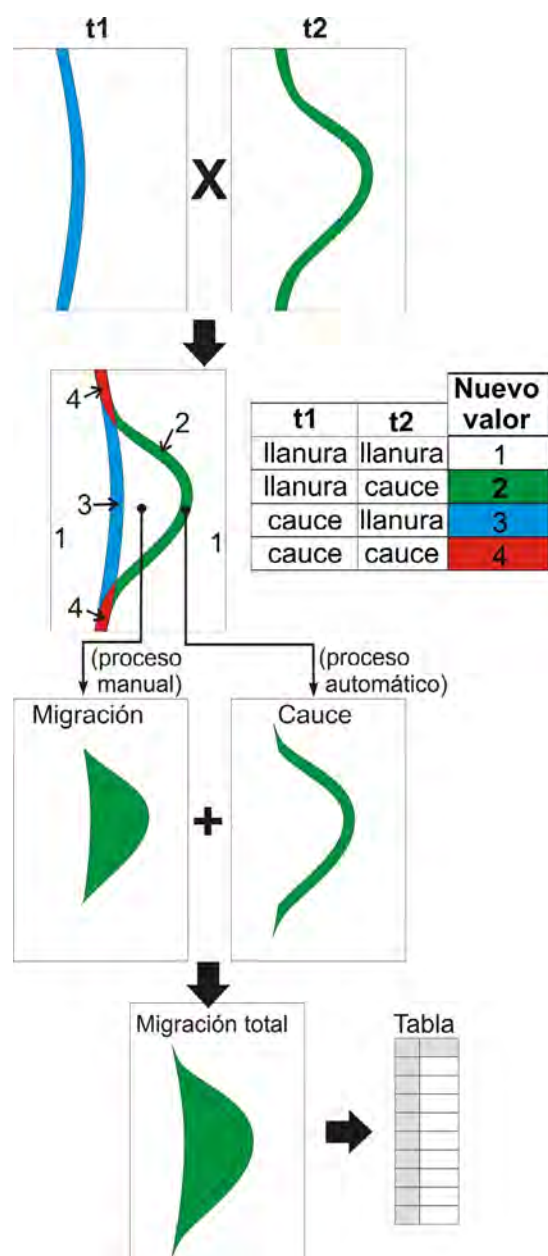


Figura 9.2. Esquema teórico de la metodología desarrollada para el cálculo de la migración lateral de un cauce, en el intervalo temporal t1-t2. De arriba a abajo, cauce teórico en tiempos consecutivos t1 y t2; combinación espacial y matemática de los dos cauces y resultado provisional automático; agrupación de las zonas de migración y resultado numérico.

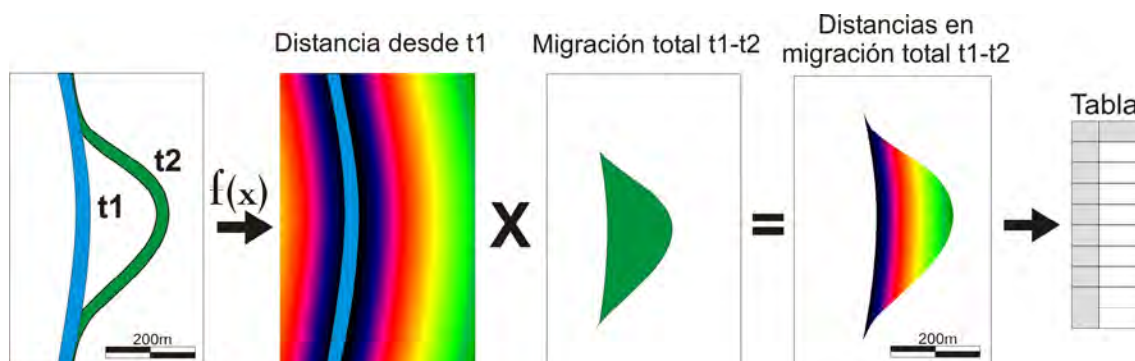


Figura 9.3. Esquema teórico de la metodología desarrollada para el cálculo de la distancia recorrida por un cauce en el intervalo temporal t1-t2. De izquierda a derecha: cauce teórico en tiempos consecutivos t1 y t2; distancias hacia la llanura aluvial desde el cauce t1; combinación con el área de migración total entre t1 y t2 (ver figura 2); resultado numérico.

descartado tanto los espacios “islas” como los cauces. Por tanto, se computa como migración lateral la suma del área ocupada por el nuevo cauce y el espacio que dista con el cauce antiguo en esa posición. Este paso se realiza de forma semiautomática, descartando los cauces y áreas correspondientes a estrangulamientos y seleccionando el resto.

El valor del área de migración se ha calculado en hectáreas y se denominará como **migración total**.

9.2.3. Tasa de migración anual

Para obtener la tasa de migración lateral anual basta con dividir el valor de migración total por el número de años del intervalo considerado.

9.2.4. Migración proporcional a la longitud del cauce.

Esta medida resulta de la división entre la migración total y la longitud del

cauce en cada sector. Permite comparar la cantidad de migración entre distintos tramos, independientemente de la longitud de éstos. Es una medida expresada en m^2/m y es la que mejor expresa la cuantificación del movimiento lateral.

9.2.5. Distancia de la migración lateral

Además de la migración total, la tasa y cantidad de migración proporcional, se ha calculado el rango completo de distancias recorridas en la migración lateral.

El procedimiento en detalle es el siguiente ([fig. 9.3](#)):

- En primer lugar se calcula la distancia en metros que hay desde el cauce antiguo hacia todos los puntos de la llanura aluvial. Estas distancias se generan de forma perpendicular a lo largo de todo cauce. El resultado es un mapa de distancias expresado en metros.
- A continuación se combina el mapa de distancias con la zona de migración lateral, calculada en el apartado anterior.

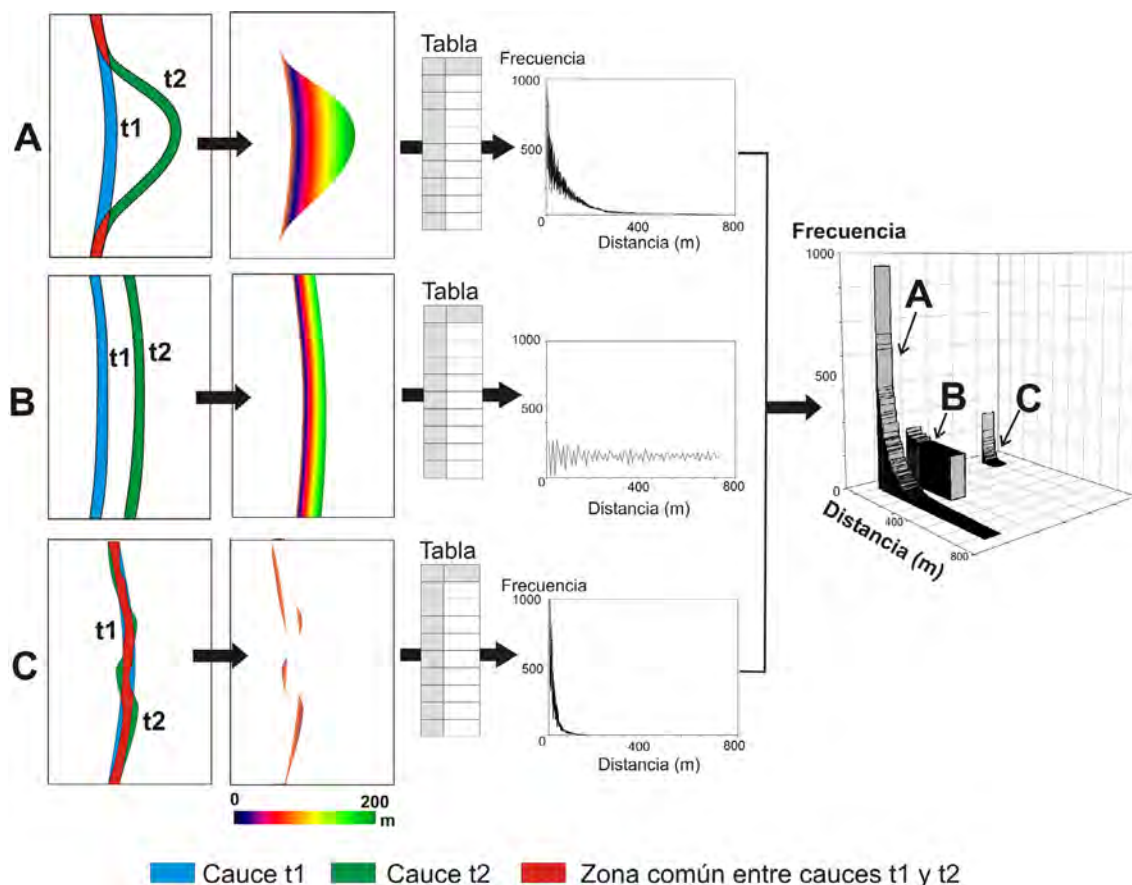


Figura 9.4. Tres ejemplos teóricos del análisis de las distancias de migración lateral, recorridas por un cauce en el intervalo temporal t1-t2. A: evolución de un arco de meandro por extensión, B: migración lateral de un cauce sin cambiar de forma y C: migraciones cortas y puntuales. De izquierda a derecha: combinación de los cauces en los tiempos consecutivos t1 y t2; cálculo de las distancias recorridas (ver **figura 9.3**); resultados numéricos; histogramas de frecuencias (X=distancias en metros, Y= frecuencia en píxeles); representación conjunta de los tres histogramas en un diagrama de tres ejes.

El resultado es un mapa de distancias de migración, que representa la longitud que hay desde el primer cauce (t1) hacia la llanura aluvial, pero sólo dentro de la zona de migración lateral.

- Por último se traslada el valor numérico de este mapa a una tabla alfanumérica para poder operar con sus valores.

Este cálculo permite conocer el rango completo de distancias que recorre un cauce en su migración lateral, desde la más corta hasta la distancia máxima,

así como la proporción entre todas ellas. Se expresa mediante un histograma de frecuencia de las unidades de área o píxeles en función de la distancia que ha migrado cada uno. En este caso cada píxel es de 4m^2 .

Este cálculo nos ayuda a conocer la forma de la migración desde un punto de vista cuantitativo (**fig. 9.4**). Así, las migraciones amplias de arcos de meandro resultan en histogramas relativamente tendidos, con altas frecuencias de distancias medias y largas (**fig. 9.4A**).

Un desplazamiento lateral de un cauce podría generar una cantidad similar de migración lateral, sin embargo resultará en un histograma de distancias muy distinto al caso anterior, mucho más horizontal (fig. 9.4B). En este caso, la máxima frecuencia corresponderá a la distancia media recorrida y los valores máximos serán cortos.

Por otro lado, migraciones puntuales o desplazamientos laterales cortos resultan en histogramas mucho más verticales, donde predominan las distancias recorridas cortas y las máximas están cercanas a la media (fig. 9.4C).

Para poder comparar la evolución de estos histogramas a lo largo de los seis intervalos de estudio resultantes, se han proyectado en gráficos con tres ejes.

9.2.6.- Orientación de la migración lateral de los cauces.

Además de la distancia recorrida en la migración lateral, se ha calculado la orientación de este movimiento. Este cálculo permite determinar si hay alguna tendencia en la orientación y si ésta cambia en el tiempo y en el espacio. También aporta información acerca del tipo de movimiento de un cauce (traslación, expansión, etc.).

El procedimiento en detalle es el siguiente (fig. 9.5):

- La base del análisis es el mapa de distancias de migración lateral.

Consideramos este mapa de distancias como una superficie de valores o un modelo digital de elevaciones. Aquella zona que no ha migrado tendrá un valor cero. En cambio las zonas con migración tendrán una altura equivalente a la distancia recorrida por el cauce. Este relieve virtual tiene una pendiente constante pero una orientación variable en función de la dirección hacia la que ha migrado el cauce. Se calcula por tanto la orientación de la pendiente respecto al norte geográfico. Hay que tener en cuenta que esta orientación, calculada de forma automática por el SIG, es la contraria a la dirección de migración porque siempre se realiza a favor de la pendiente. Se corrige más adelante.

- El siguiente paso consiste en transformar este mapa de orientaciones en valores numéricos. El resultado es una tabla que contiene el número de píxeles (4m^2) que se orienta a lo largo de 360 intervalos de 1° .
- Se corrige en una hoja de cálculo la dirección de la orientación, invirtiendo todos los valores 180° . Con el fin de obtener una representación gráfica más clara, se han agrupado los valores de orientación en intervalos de 10° .
- El resultado se puede presentar en un diagrama de barras verticales, cada una de las cuales indica la cantidad de movimiento (altura) en un intervalo de orientación de 0 a 360° . La migración lateral de un meandro estará representada por una distribución

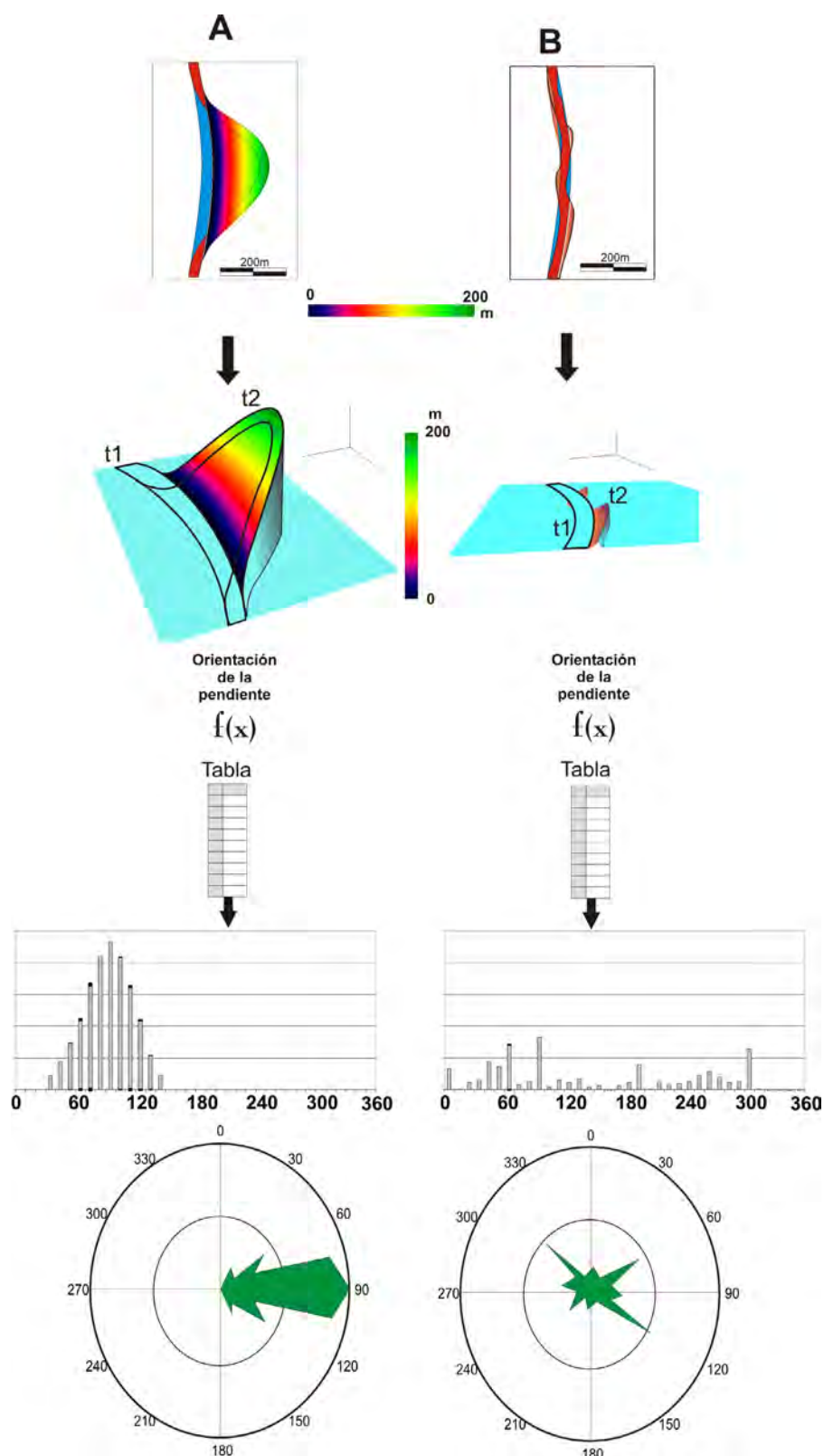


Figura 9.5. Esquema teórico de la metodología desarrollada para el cálculo de la orientación de la distancia recorrida por dos cauces en el intervalo temporal t_1 - t_2 . A), evolución de un arco de meandro por extensión y B), migraciones cortas y puntuales. De arriba a abajo: distancias de migración (ver figura 3); proyección en tres dimensiones de las distancias de migración; cálculo de la orientación de la pendiente y cálculo de la dirección inversa; representación gráfica de los resultados en un diagrama de barras y polar.

simétrica de tipo “campana” hacia una dirección bien definida (fig. 9.5A). En el otro extremo, una serie de pequeñas migraciones puntuales resultarán en una distribución dispersa, sin una dirección predominante (fig. 9.5B).

- Los mismos datos también se pueden proyectar en un diagrama polar, cuya lectura es más intuitiva de la dirección del movimiento. En el ejemplo A el resultado es un polígono irregular cuyos vértices indican la orientación principal de la migración. Cuando se representan mediante este cálculo, amplias áreas de migración, el polígono resultante abarca un rango amplio de orientaciones, aunque siempre prevalece una (fig. 9.5A). La distancia de los vértices respecto al centro del diagrama es proporcional al área (píxeles) que han migrado hacia esa orientación. En cambio las migraciones cortas o puntuales están representadas por polígonos formados por numerosos vértices sin una dirección predominante (fig. 9.5B).

La principal ventaja de esta metodología de análisis en dos dimensiones, es que permite cuantificar la migración, tanto en la cantidad relativa como en la forma. Es una herramienta especialmente útil para analizar meandros de forma aislada. Sería posible por ejemplo crear una clasificación cuantitativa de tipos de migración teóricos de meandros en función de los tipos básicos de movimiento lateral: traslación, rotación, extensión,

complejo, etc.

9.2.7.- Longitud de las escolleras.

Se ha incluido la cartografía de estas estructuras artificiales en este apartado porque influyen de forma decisiva en la migración lateral de los cauces en los últimos 50 años.

El inicio de la construcción de escolleras está asociado con la actividad minera en la llanura aluvial del río Jarama. Con el tiempo se han convertido en actuaciones muy habituales para controlar la erosión de las márgenes en tramos puntuales. En la zona de estudio se han identificado en campo dos tipos básicos de escolleras. Las primeras están asociadas a la minería en el la llanura aluvial y están formadas únicamente por la fracción de gravas muy gruesas, que habitualmente eran desechadas en el proceso de selección de los áridos en los años 70, 80 y parte de los 90. Se reutilizaban para crear barreras entre el cauce y la zona minera (fig. 9.6a). El segundo tipo está formado por bloques de roca caliza, de hasta 1m de eje mayor (fig. 9.6b). Su función es evitar la erosión de los bancos y por tanto resultan especialmente efectivas en las márgenes externas de los meandros. De los muchos efectos negativos que ejercen sobre el ríos nos interesa en este caso su efecto sobre la migración lateral de los cauces. Por esta razón se ha medido la longitud de las escolleras en los 15 sectores en los que se divide la zona de estudio.



Figura 9.6. Escolleras. Arriba escolleras en el río Jarama, formadas por gravas desechadas por la actividad minera en la llanura aluvial. Abajo, escolleras en el río Manzanares construidas con bloques de caliza de hasta 1m de eje mayor.

En ocasiones se ha representado su proporción respecto a la longitud del cauce. En tales casos los valores cercanos a 1 indican una proporción similar de escolleras y cauce.

9.3.- Resultados:

En cada uno de estos 15 sectores, en los seis intervalos temporales que comprenden los años 1877-1945, 1945-1956, 1956-1972, 1972-1983, 1983-1999 y 1999-2004, se han obtenido los siguientes grupos de resultados gráficos y numéricos:

- Mapa con a superposición visual de los cauces consecutivos.
- Mapa con las zonas de migración lateral.
- Valor de migración total (hectáreas).
- Tasa de migración anual (hectáreas/año).
- Migración proporcional. (metros cuadrados /metro lineal de cauce).
- Distancia de la migración lateral. (Expresada en histogramas de frecuencias de las distancias en metros).
- Orientación de la cantidad de movimiento. (Expresada en hectáreas

en un diagrama polar en intervalos de 10°).

- Longitud de las escolleras. (metros).

Debido a la gran cantidad de datos obtenidos, se ha optado en primer lugar por agruparlos en tres Fichas de datos, una por cada río. Cada una de éstas se compone a su vez en diferentes tablas y gráficos para representar la totalidad de los datos calculados para los 15 tramos en los que se ha dividido la zona de Tesis (**Anexo I, Capítulo 9**).

El análisis de los resultados obtenidos siempre comienza por el valor de la migración. Para lo cual se combinan resultados del análisis de la geometría de los meandros e incluso datos hidrológicos. A continuación se estudia la forma de la migración a través de los resultados de distancias y orientaciones. Por último se tiene en cuenta la variación de la tasa de cambio a lo largo del valle.

9.3.1.- Migración del río Manzanares:

Los resultados del análisis de los tres tramos, M1, M2 y M3, en los que se ha dividido el río Manzanares se han reunido en la **Ficha 9.1** del **Anexo I**.

9.3.1.1.- Tasa de migración

En el análisis en dos dimensiones del cauce del río Manzanares, se ha excluido el trazado en 1877 por razones

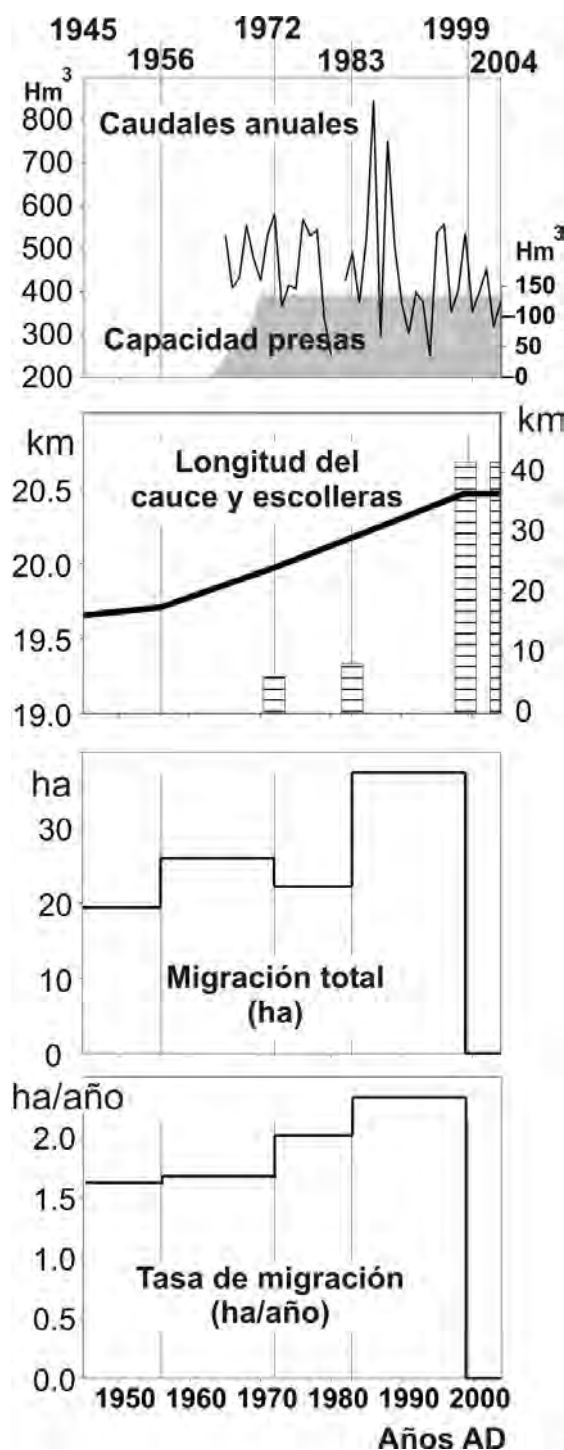


Figura 9.7. Proyección conjunta de resultados de los análisis en una y dos dimensiones, de la evolución reciente del cauce del río Manzanares (1945-2004). De arriba a abajo: registro instrumental del caudal anual (hm³), capacidad de retención de las presas en cabecera (hm³), Longitud total del río Manzanares (km); longitud de las escolleras (barras verticales) (km), migración total del cauce (ha) y tasa de migración anual (ha/año).

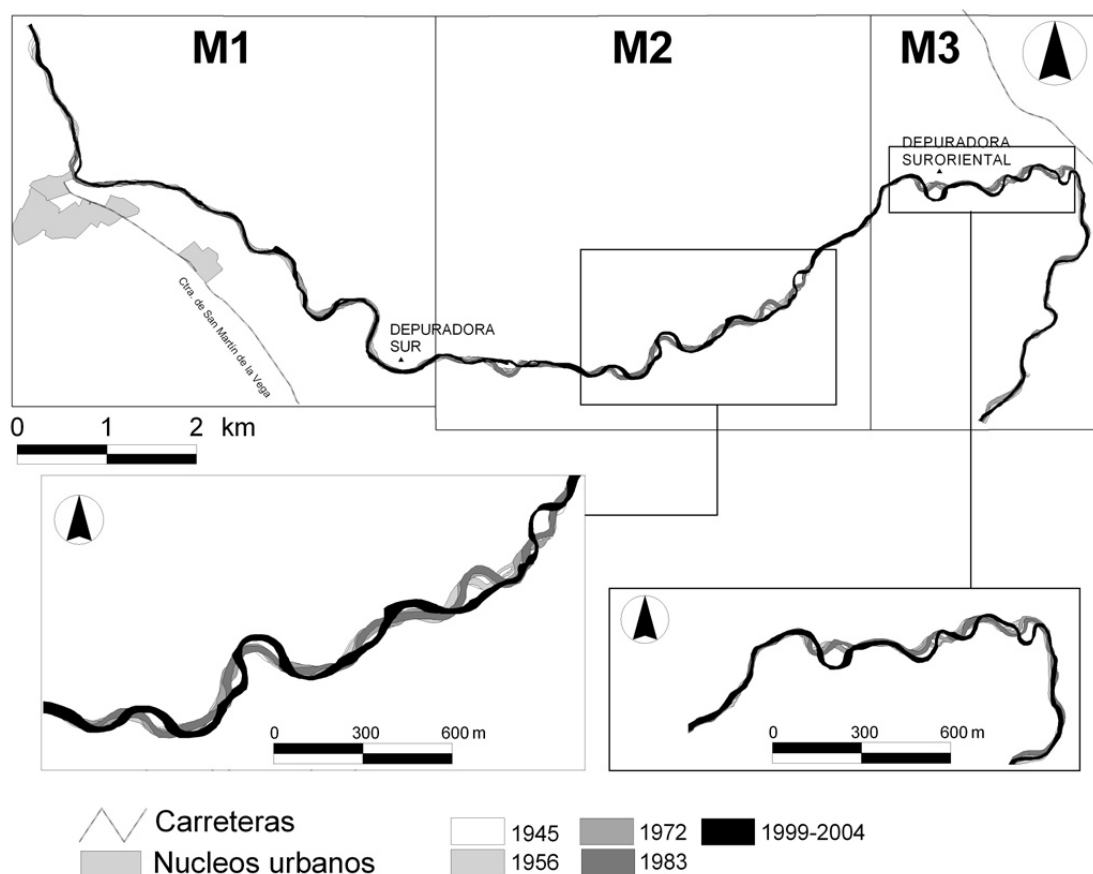


Figura 9.8. Superposición del cauce del río Manzanares a lo largo de los sectores M1, M2 y M3, en los años 1945, 1956, 1972, 1983, 1999 y 2004. Abajo detalle de los tramos que concentran la mayor parte de los cambios.

técnicas. El mapa de 1877 carece, en el valle del río Manzanares, de referencias topográficas suficientes para obtener la georreferenciación que se precisa en la metodología aplicada. Hay que tener en cuenta además que se trata de un cauce de menor dimensión y por tanto su representación en un mapa de escala 1:50.000 es menos precisa, así como las referencias topográficas entorno al mismo.

Para analizar los cambios recientes en el cauce del río Manzanares, se han seleccionado distintos resultados obtenidos en el análisis de la geometría de los cauces, tasas de migración y datos hidrológicos. Concretamente se

ha comparado la longitud del cauce, la migración total, tasa de migración anual, longitud de las escolleras, los caudales anuales y la capacidad de las presas en cabecera (fig. 9.7).

En el río Manzanares los cambios en la posición del cauce son relativamente escasos, se concentran en los tramos sinuosos y claramente aumentan con el tiempo (fig. 9.8). Así, durante la primera etapa de estudio, entre 1945 y 1956, apenas hay diferencias en el cauce del Manzanares y la longitud sólo aumenta 45 m. Se registra una superficie total de cambio de casi 20 ha, que básicamente

corresponden a la migración de dos arcos de meandro al inicio de la zona de estudio y un tercero, cerca de la confluencia con el Jarama.

Durante la siguiente etapa, 1956-1972, aumenta ligeramente la tasa de migración lateral, de 1,70 a 1,75 ha/año, pero sobre todo la tasa de migración proporcional, de 29,6 m²/m a 40,0 m²/m, porque la longitud del río ha disminuido 834 m. De nuevo la migración se localiza en las márgenes externas de arcos de meandro en tramos sinuosos. Entre estas dos fechas se construyen las primeras escolleras para la protección de las márgenes del río, especialmente entorno a la Depuradora Sur, situada en el interior de un amplio arco de meandro (límite entre los sectores M1 y M2, [fig. 9.8](#)). Precisamente aguas arriba de este punto se registra la migración del cauce entre 1972 y 1983, en un tramo prácticamente inmóvil hasta la fecha. En este mismo intervalo se construyen nuevas escolleras, en el sector M3, para proteger la margen izquierda de la llanura aluvial ([fig. 9.9](#)).

A continuación en el intervalo comprendido entre 1983 y 1999 se produce el mayor número de cambios de toda la serie estudiada. La tasa de migración anual y el valor de migración total alcanzan sus máximos. Ocurren dos estrangulamientos, que suman un total de 800 m de longitud y la migración de todos los tramos sinuosos, especialmente en los sectores M2 y M3. En algunos puntos, incluso se han destruido las escolleras colocadas en la etapa anterior ([fig. 9.9](#)). Dentro de este intervalo se registran los dos años

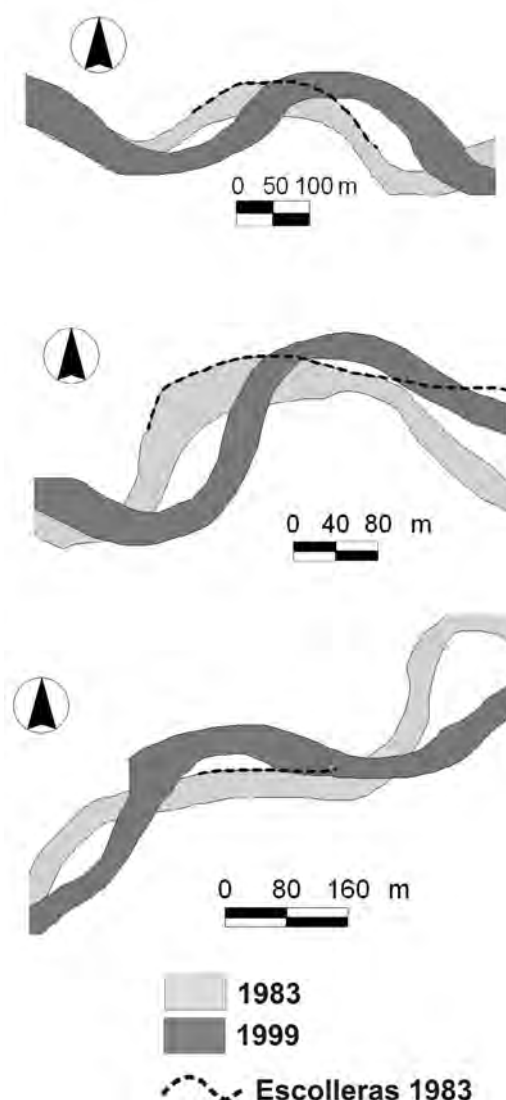


Figura 9.9. Detalle del trazado del río Manzanares en los años 1983 y 1999 en relación con las escolleras construidas antes de 1983.

hidrológicos más caudalosos de la serie instrumental disponible. Concretamente los años hidrológicos 1986-87 y 1988-89, suponen un 67% y 88% respectivamente por encima de la aportación media del río Manzanares ([fig. 9.7](#)).

Dentro del intervalo 1983-99, pero con posterioridad al ajuste por migración, se construyen más de 25 km de escolleras en ambas márgenes del cauce, flanqueando

Intervalo	90% (m)	valor máximo (m)
1945-56	28	78
1956-72	24	56
1972-1983	23	68
1983-1999	53	160
1999-2004	0	0

Tabla 9.1. Resumen de los histogramas de distancias de migración del río Manzanares entre 1945 y 2004. La columna central contiene el valor máximo del 90% de la serie. La columna de la derecha contiene el valor máximo absoluto de la serie.

prácticamente el 90% del cauce del río Manzanares en la zona de estudio. La presencia de estas escolleras explica el severo descenso de la migración, así como de cualquier variación en el cauce a partir de 1999.

Una de las principales consecuencias de esta intervención en el río es el aumento de la velocidad del flujo y erosión del lecho, lo que sin duda afecta a las estructuras lineales como puentes o canales de derivación.

9.3.1.2.- Forma de la migración

Según el análisis de la frecuencia de las distancias de migración, éstas apenas varían entre 1945 y 1983 ([fig.10](#)). La mayor proporción de cambio (el 90% de los valores de distancia) corresponde a distancias recorridas inferiores a 28 m y los valores máximos se sitúan por debajo de 78 m ([Tabla 1](#)). Estos valores disminuyen con el tiempo hasta 1983, es decir, la migración total aumenta pero con tendencia a generarse en desplazamientos cada vez más cortos. Entre 1983 y 1999 cambia esta tendencia aumentando

todas las distancias de migración ([Tabla 1](#)). Esta tendencia queda anulada con la construcción de las escolleras a partir de 1999.

El análisis de la orientación de la migración muestra en general unos valores muy dispersos, aunque se distinguen algunas direcciones preferentes ([fig. 11](#)). En las tres primeras etapas (1945-56, 1956-72 y 1972-83), el diagrama polar muestra una mayor proporción de cambio hacia el sureste. Sin embargo, la forma del gráfico, con numerosos vértices, indica una importante proporción de migraciones puntuales y cortas en varias direcciones.

Durante la etapa de mayor cambio (1983 y 1999), se pueden establecer dos direcciones generales de cambio, hacia los 10° y 150°. Corresponden a la perpendicular de los tramos más activos, aunque ligeramente inclinadas hacia aguas abajo. Es decir, el movimiento de los arcos de meandro es una mezcla de extensión hacia las márgenes de la llanura, con una pequeña componente hacia la dirección general del valle. La relación perpendicular entre las direcciones principales de migración y la dirección general del río se aprecian mucho mejor si consideramos tramos más cortos ([ver fichas de los sectores M1, M2 y M3, Anexo I](#)).

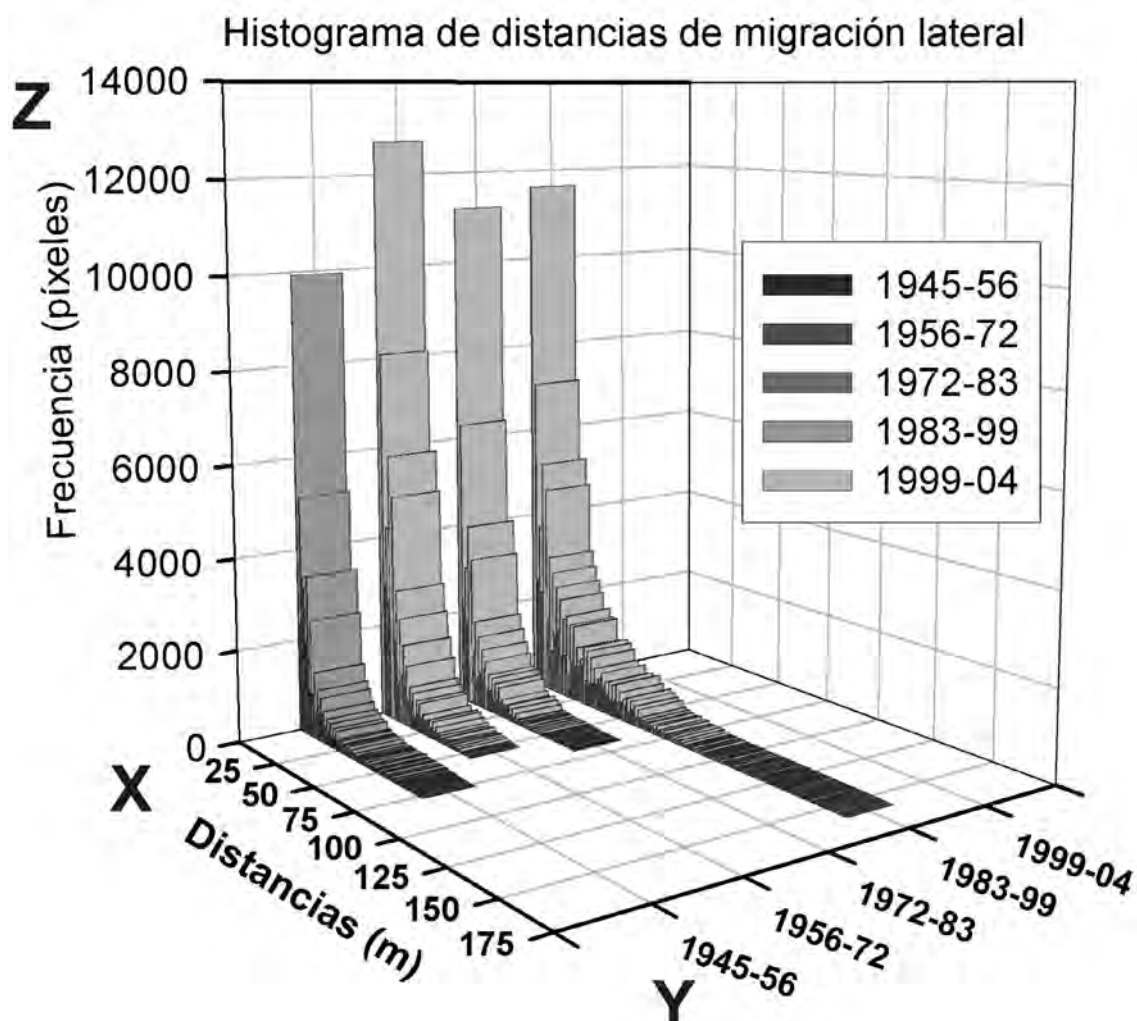


Figura 9.10. Comparación de los 4 histogramas de distancias de migración del río Manzanares en un gráfico de tres ejes. X= distancias recorridas en metros, Y= intervalos temporales de cálculo y Z= frecuencia de unidades de área (píxeles).

9.3.1.3.- Distribución espacial de la migración

La migración del cauce del río Manzanares no se distribuye de forma homogénea a lo largo del valle. Aumenta aguas abajo en todos los periodos considerados (fig. 9.12). Desde un punto de vista geomorfológico, el mayor registro de cambio ocurre en las zonas más estrechas de la llanura aluvial. Se trata además de los sectores del valle con una extensión de terrazas pleistocenas sensiblemente

menor que aguas arriba y además con los mayores espesores de la terraza compleja bajo la llanura aluvial (ver fig. 7.30).

9.3.1.4.- Consideraciones parciales

- En el río Manzanares los cambios en la posición del cauce son relativamente escasos y se concentran en los tramos sinuosos, dentro de los sectores M2 y M3.
- La tasa de migración anual aumenta progresivamente, de 1,5 a 2,4 ha/año

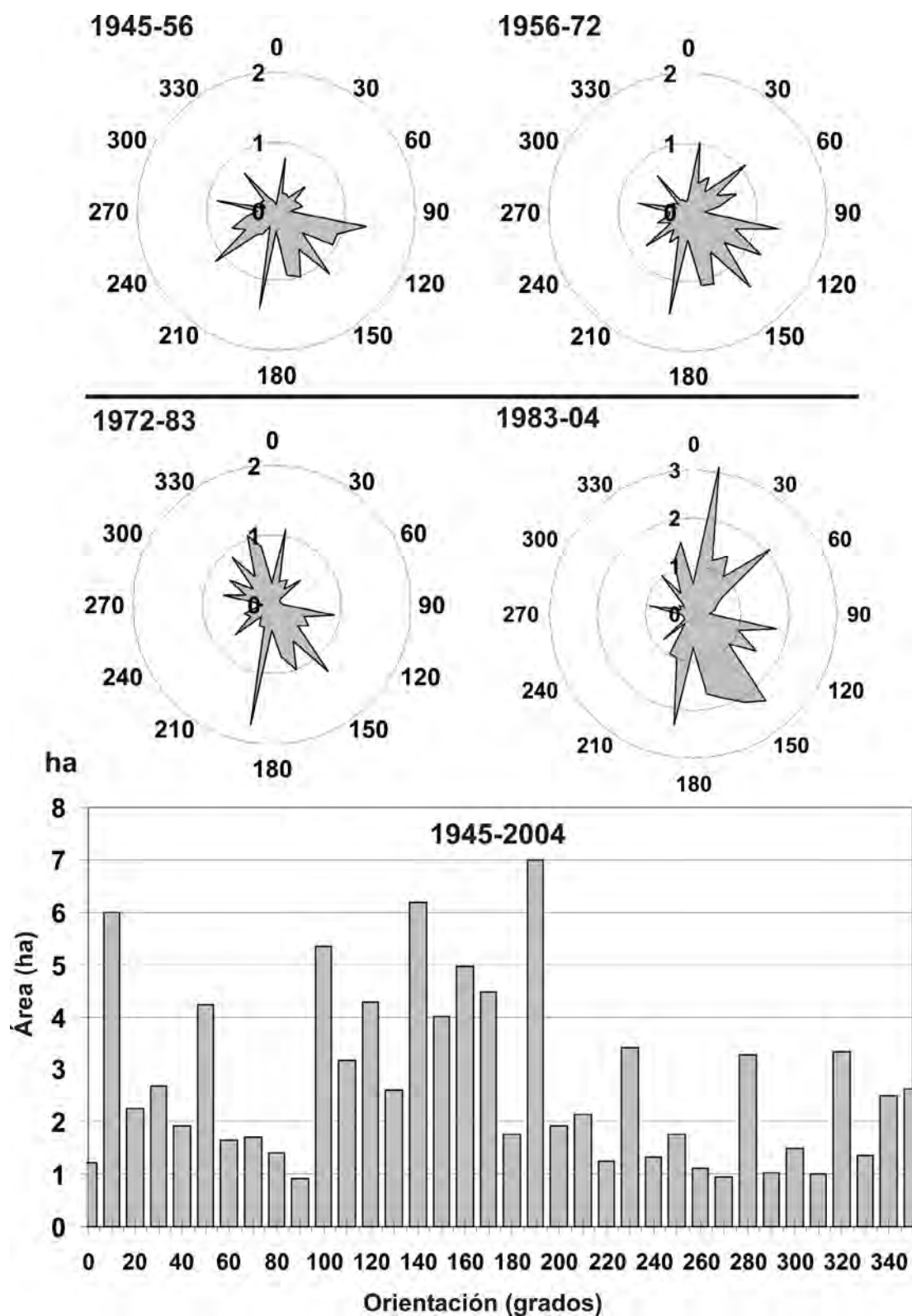


Figura 9.11. Orientación de la migración del río Manzanar. Arriba diagramas polares correspondientes a los 4 intervalos de estudio. Abajo gráfico de barras verticales que representa la orientación de la migración desde 1945 hasta 2004.

entre 1945 y 1999. A partir de esta fecha, las escolleras anulan completamente este tipo de ajuste.

- La ubicación de las primeras escolleras en 1972 altera la dinámica natural, provocando la migración de arcos hasta entonces estables.
- La mayor cantidad de migración lateral ocurre entre 1983 y 1999, con cerca de 40 hectáreas. En ese intervalo se registran los dos años hidrológicos más caudalosos de la serie instrumental disponible (1986-87 y 1988-89).
- Al final del intervalo 1983-99, más de el 90% del río está flanqueado por escolleras de bloques que anulan casi por completo la movilidad lateral del cauce.
- La orientación del movimiento es perpendicular a la dirección general del cauce en cada sector.
- El movimiento general de los meandros es una mezcla de extensión hacia las márgenes de la llanura, con una pequeña componente hacia aguas abajo.
- La mayor proporción de cambio se produce en los tramos más estrechos de la llanura aluvial, donde además el valle carece de terrazas pleistocenas. En este punto se encuentra también el mayor depocentro del depósito fluvial bajo la llanura (70m).

9.3.2.- Migración del río Jarama.

Los resultados del análisis de los ocho tramos, J1, J2, J3, J4, J5, J6, J7 y J8, en

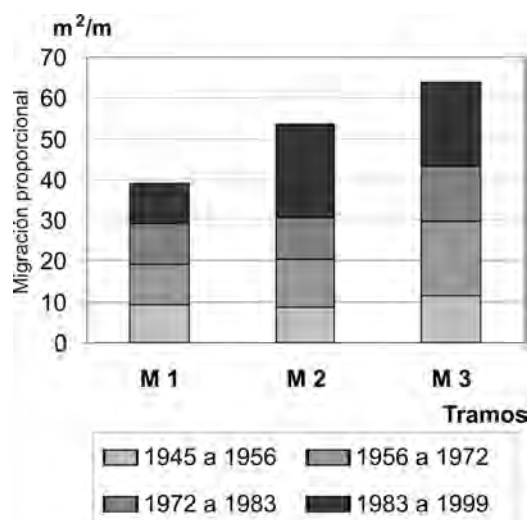


Figura 9.12. Migración proporcional del río Manzanares a lo largo de los tres sectores en los que se ha dividido el valle. El valor de migración resulta de la división de la migración total (m^2) por la longitud del cauce (m).

los que se ha dividido el río Jarama se han reunido en la [Ficha 9.2](#) del [Anexo I](#).

9.3.2.1.- Tasa de migración

Los valores de migración del cauce en el río Jarama coinciden en el tiempo con los Ciclos geomorfológicos de migración-estabilidad definidos en el capítulo anterior ([fig. 9.13](#)). Sobre estos Ciclos se ha proyectado la variación de la longitud del cauce, como expresión general de los cambios longitudinales, los valores de migración total del cauce y tasa de migración anual, obtenidos en el análisis en dos dimensiones, y por último la longitud de las escolleras y capacidad de los embalses, como factores que reflejan la intervención del hombre en el sistema.

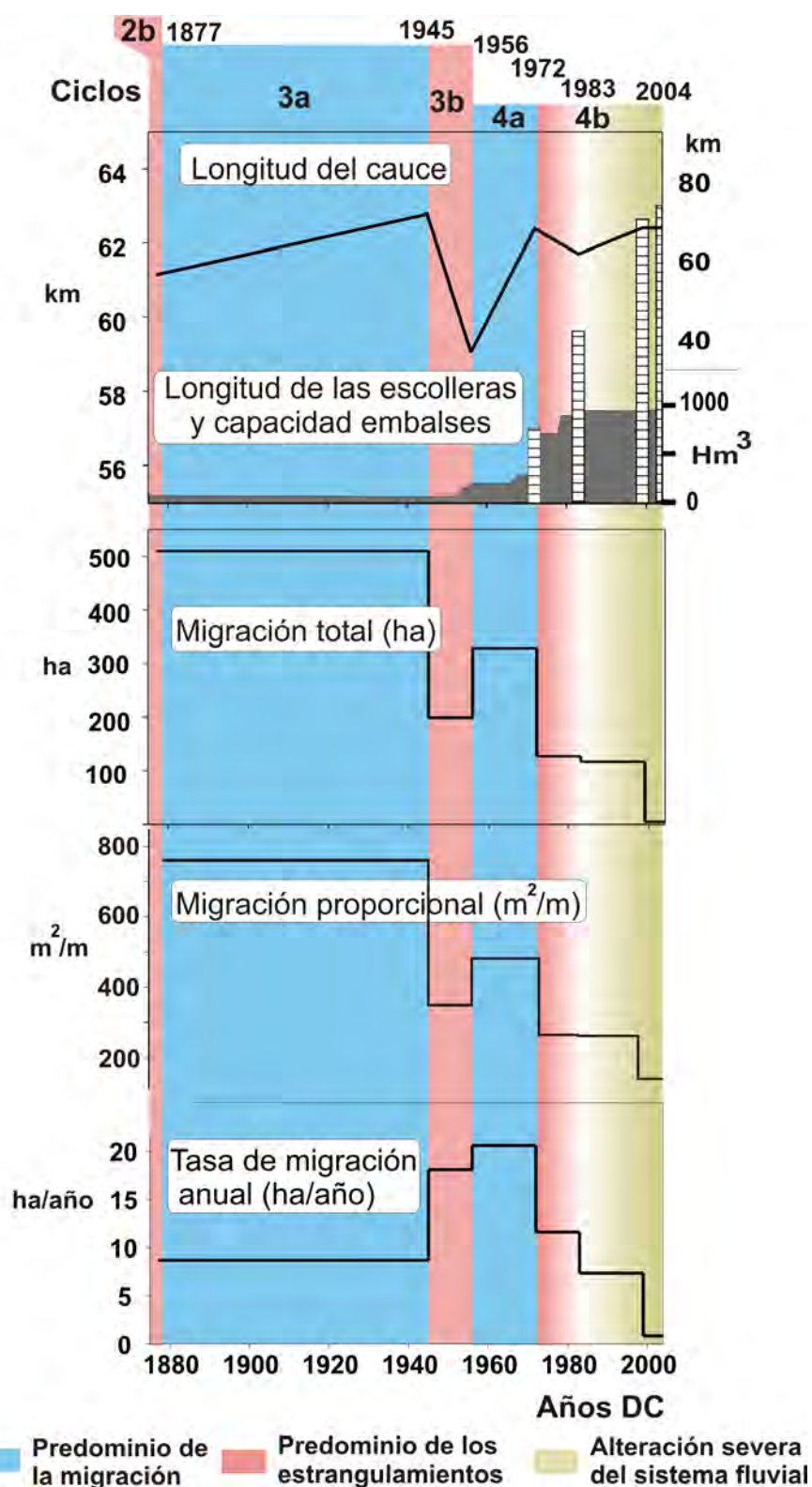


Figura 9.13. Proyección conjunta de resultados de los análisis de las geometrías de los meandros y migración de los cauces (1877-2004). De arriba a abajo: 2a, 2b, etc., periodos con predominio de la migración (azul) y estrangulamiento (rosa). En amarillo degradación del sistema fluvial. Longitud total del río Jarama (km); longitud de las esolleras (barras verticales) (km) y capacidad de retención de las presas en cabecera (hm^3). Migración total del cauce (ha). Tasa de migración anual (ha/año).

Los valores de migración total y tasa de migración anual no coinciden en el primer intervalo (1877-1945) porque sólo podemos calcular la diferencia entre dos extremos, cuando con seguridad en el transcurso de 68 años se han producido cambios que no han quedado registrados. Así, entre 1877 y 1945, **Ciclo 3**, periodo **a** (migración o estabilidad), se registra el valor máximo de migración, 590 ha. Recordemos que durante la primera parte de este Ciclo se desarrollaban 23 nuevos arcos de meandro en el río Jarama y como consecuencia la longitud del cauce aumentaba 5.065 m.

Durante el siguiente periodo, **3b**, (1945-1956) el valor de migración total disminuye de forma considerable hasta las 198 ha. Se producen 14 estrangulamientos y la longitud del cauce disminuye 3.737 m. Es decir, durante el periodo de estrangulamientos el ajuste por migración lateral pasa efectivamente a un segundo plano.

A partir del año 1956 se ha establecido el inicio de un nuevo Ciclo, **4**. En su primera parte, **4a**, la cantidad de migración aumenta hasta las 328 ha y el río Jarama recupera su longitud hasta 1972. De nuevo la migración lateral resulta ser el principal ajuste geomorfológico. Sin embargo, ya en este periodo hay que indicar la introducción de dos factores decisivos para el sistema y que intervendrán definitivamente en la evolución del río. Se trata de las escolleras

y la regulación de caudales en cabecera. Entre 1956 y 1972 se construyen 19.000 m de escolleras en las márgenes del cauce del río Jarama. La mayor parte se han localizado en la margen externa de arcos de meandro cercanos a graveras en la llanura aluvial y en tramos próximos a puentes, en los sectores J3 y J8 respectivamente. Probablemente su construcción se inicia a finales de los años 60, cuando aumenta la demanda de áridos en la región de Madrid ([Uribelarrea, 1998](#)). Sin duda estas estructuras limitaron la migración lateral al final de este periodo **4a**.

El inicio de la segunda parte del Ciclo **4** coincide además con la terminación de la presa de El Atazar en 1973, con capacidad para reducir de forma importante los picos de avenida ([ver figura 5.11](#)) y, por tanto, la capacidad de cambio del cauce. Como en los periodos **b** anteriores, cabría esperar la sucesión de varios estrangulamientos. Sin embargo, entre 1972 y 1983 sólo ocurre un estrangulamiento (J-8), con una disminución de la longitud del cauce general de 700 m. Se han detectado sin embargo hasta 7 acortamientos de meandro, en los sectores J4, J5, J6 y J7. En todos los casos el cauce ha reutilizado la última cicatriz de acreción lateral, pero sin llegar a constituir un estrangulamiento de tipo chute. Probablemente este ajuste se deba a la pérdida de carga de fondo.

Entorno al año 1983 comienza una degradación severa del sistema fluvial. La

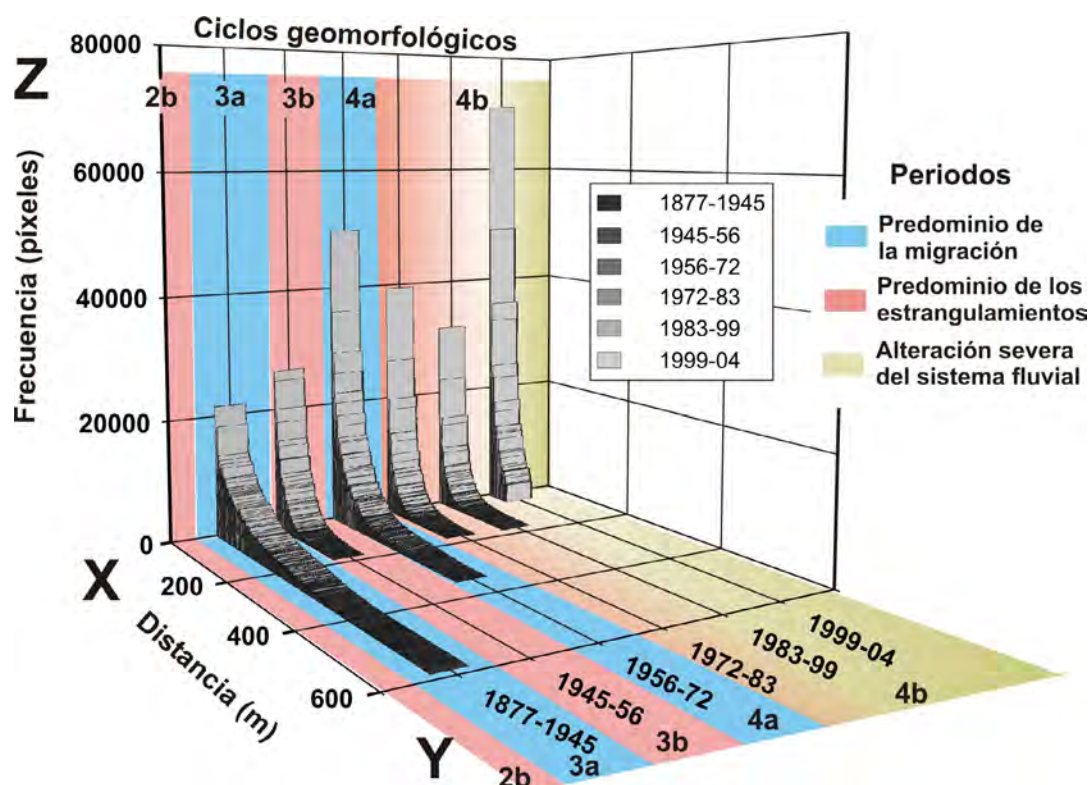


Figura 9.14. Comparación de los 6 histogramas de distancias de migración del río Jarama en un gráfico de tres ejes. X= distancias recorridas en metros, Y= intervalos temporales de cálculo y Z= frecuencia de unidades de área (píxeles).

construcción de escolleras casi se duplica, pasando de 43.648 m en 1983 a 72.035 en 1999. La reducción del movimiento lateral del cauce pasa de 20 ha/año entre 1956-72, a 11 ha/año entre 1972-83, 7 ha/año entre 1983-99 y finalmente 0.8ha/año entre 1999-04.

9.3.2.2.- Forma de la migración

La proyección de los histogramas de distancias muestran la evolución entre dos patrones extremos (fig. 9.14). Entre 1877 y 1945 la migración se caracteriza por alcanzar distancias de movimiento

del cauce de más de 580 m, con una importante proporción (90%) por debajo de los 240 m (tabla 9.2). El otro extremo está representado por la migración entre 1999 y 2004, donde las longitudes máximas están por debajo de los 50 m y la mayor parte del movimiento (90%) corresponde a distancias de menos de 35 m.

Entre estos dos extremos, las migraciones se suceden con proporciones similares a las tasas de migración. Durante el periodo **3b** las migraciones son muy cortas, con el 90% de las distancias por debajo de 64 m y con distancias máximas de 180m. Hay que tener en cuenta que

Ciclo	Periodo	Intervalo	90% (m)	valor máximo (m)
3	a	1877-1945	240	584
	b	1945-56	64	182
4	a	1956-72	133	340
	b	1972-1983	60	171
		1983-1999	55	174
		1999-2004	23	50

Tabla 9.2. Resumen de los histogramas de distancias de migración del río Jarama entre 1877 y 2004. La columna central contiene el valor máximo del 90% de la serie. La columna de la derecha contiene el valor máximo absoluto de la serie.

durante este periodo la mayor parte de los ajustes corresponden a estrangulamientos de tipo chute.

Al inicio del siguiente Ciclo, el periodo **4a**, la tasa de migración aumenta considerablemente y el 90% de las distancias se sitúa en 133 m, con un máximo en 340 m. Ya en el último periodo, **4b**, la distancia máxima alcanzada disminuye drásticamente hasta alcanzar un valor máximo de 50 m (ver tabla 2).

Respecto a la proyección de la orientación del movimiento, el análisis del conjunto sólo nos permite inferir las orientaciones principales de cambio y la magnitud de éstas (fig. 9.15). La primera de ellas (**3a**, 1877-1945) refleja claramente una orientación de migración perpendicular al tramo bajo del río Jarama, concretamente a la dirección general de los sectores más activos: J5, J6 y J7. Éstos tienen una orientación 30°-210° y las direcciones de migración máxima se concentran hacia los 280° y 120°, es decir, ortogonales pero ligeramente inclinadas hacia aguas abajo. La componente general de movimiento es por tanto de extensión.

En el periodo **3b**, (1945-56) sigue prevaleciendo la migración hacia los 280° pero aparecen una serie de “picos”, en varias direcciones que corresponden a migraciones cortas y puntuales. También hay que tener en cuenta que la magnitud del cambio es 3 veces menor.

Durante el periodo de migración **4a**, se repite el mismo patrón que en **3a**, aunque con menor cantidad de movimiento. De nuevo prevalece la migración de zonas amplias (arcos de meandro) frente a los movimientos cortos y puntuales. Es decir, a lo largo de los distintos ciclos cambia la proporción de migración pero no la orientación de ésta.

Al inicio de **4b** todavía se mantienen las orientaciones preferentes de periodos anteriores, pero en una cantidad considerablemente menor. La migración hacia los 280° apenas está representada y surge una nueva hacia los 100°.

Entre 1983 y 1999 el patrón cambia totalmente con el desarrollo de dos direcciones únicas hacia los 330° y 150° que, por su magnitud y forma indican movimientos laterales muy cortos y puntuales. Entre 1999 y 2004 el patrón es

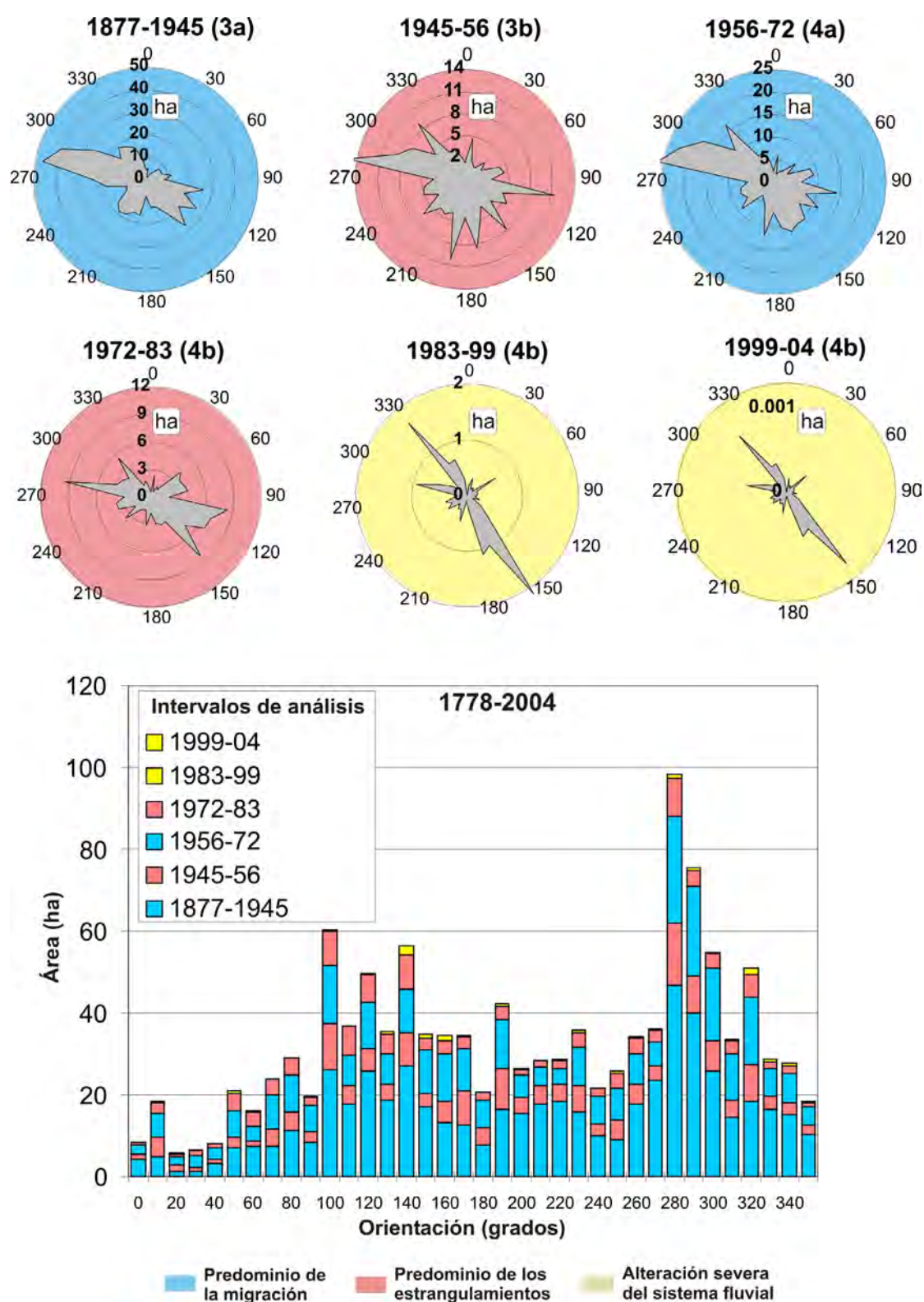


Figura 9.15. Orientación de la migración del río Jarama. Arriba diagramas polares correspondientes a los 6 intervalos de estudio. Abajo gráfico de barras verticales que representa la orientación de la migración desde 1877 hasta 2004. En color azul los ciclos geomorfológicos **a** de migración y en rosa los ciclos geomorfológicos **b** de estrangulamiento. En amarillo degradación del sistema fluvial.

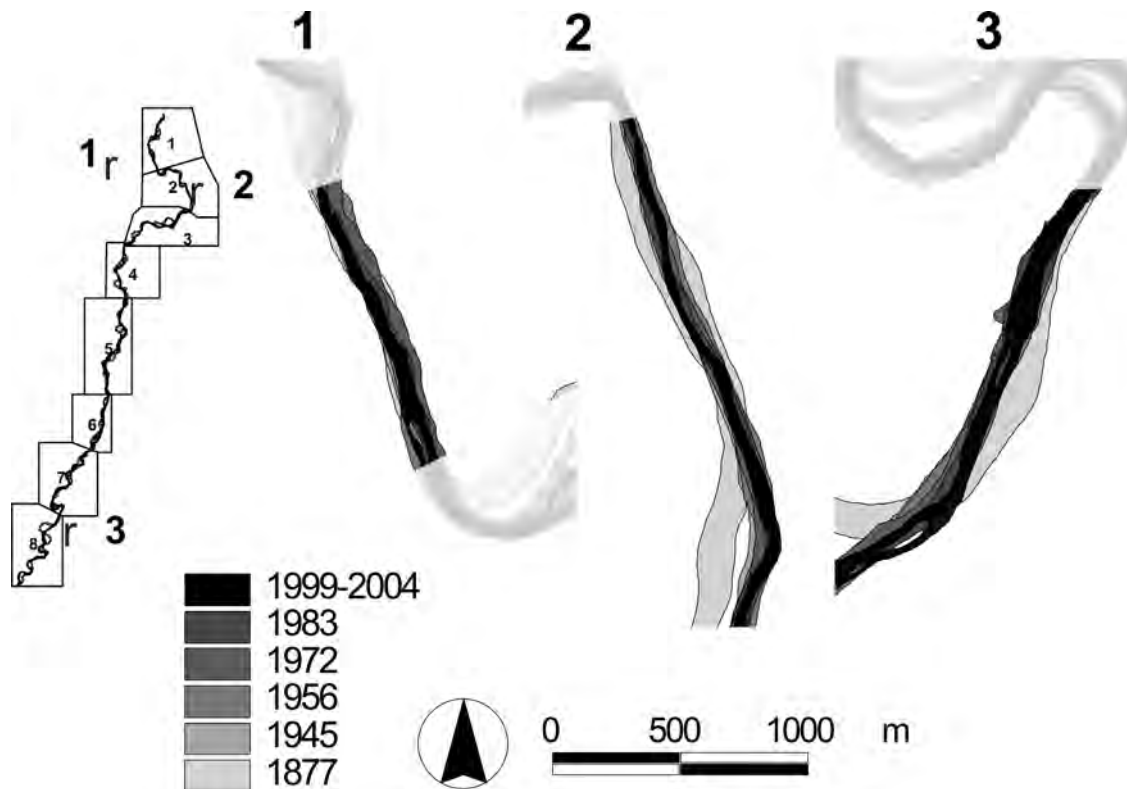


Figura 9.16. Tramos rectos del río Jarama entre 1877 y 2004. Corresponden a los sectores con menor proporción de cambio: ejemplo 1 en el sector J1; ejemplo 2 en el sector J2 y ejemplo 3 en el sector J8.

exactamente igual pero 100 veces menor. Sin duda la distribución de escolleras a lo largo de casi todo el cauce condiciona totalmente estas direcciones.

9.4.2.3.- Distribución espacial de la migración según el tipo de tramos (rectos, intermedios, sinuosos)

Si consideramos la distribución de la migración lateral por tramos rectos, intermedios y sinuosos, se obtienen diferentes patrones de cambio.

Los tramos rectos se mantienen invariables en el tiempo y ni siquiera evolucionan a intermedios. Los tramos rectos más largos y estables en el tiempo se encuentran precisamente en los

sectores con menor cantidad de cambio, J1, J2 y J8, con 1, 1,5 y 1,4 km de longitud respectivamente (fig. 9.16). En los tres casos el cauce transcurre adosado a las márgenes de la llanura aluvial, ya sea a pie de los escarpes en yesos o de la última terraza pleistocena. El número de tramos rectos de gran longitud es aún mayor a partir de 1945. Solamente aquellos de menor longitud, asociados a estrangulamientos, pueden evolucionar a intermedios y sinuosos.

La principal característica de los segmentos del cauce formados por varios meandros de baja sinuosidad o intermedios, es que se trasladan aguas abajo manteniendo casi invariable su

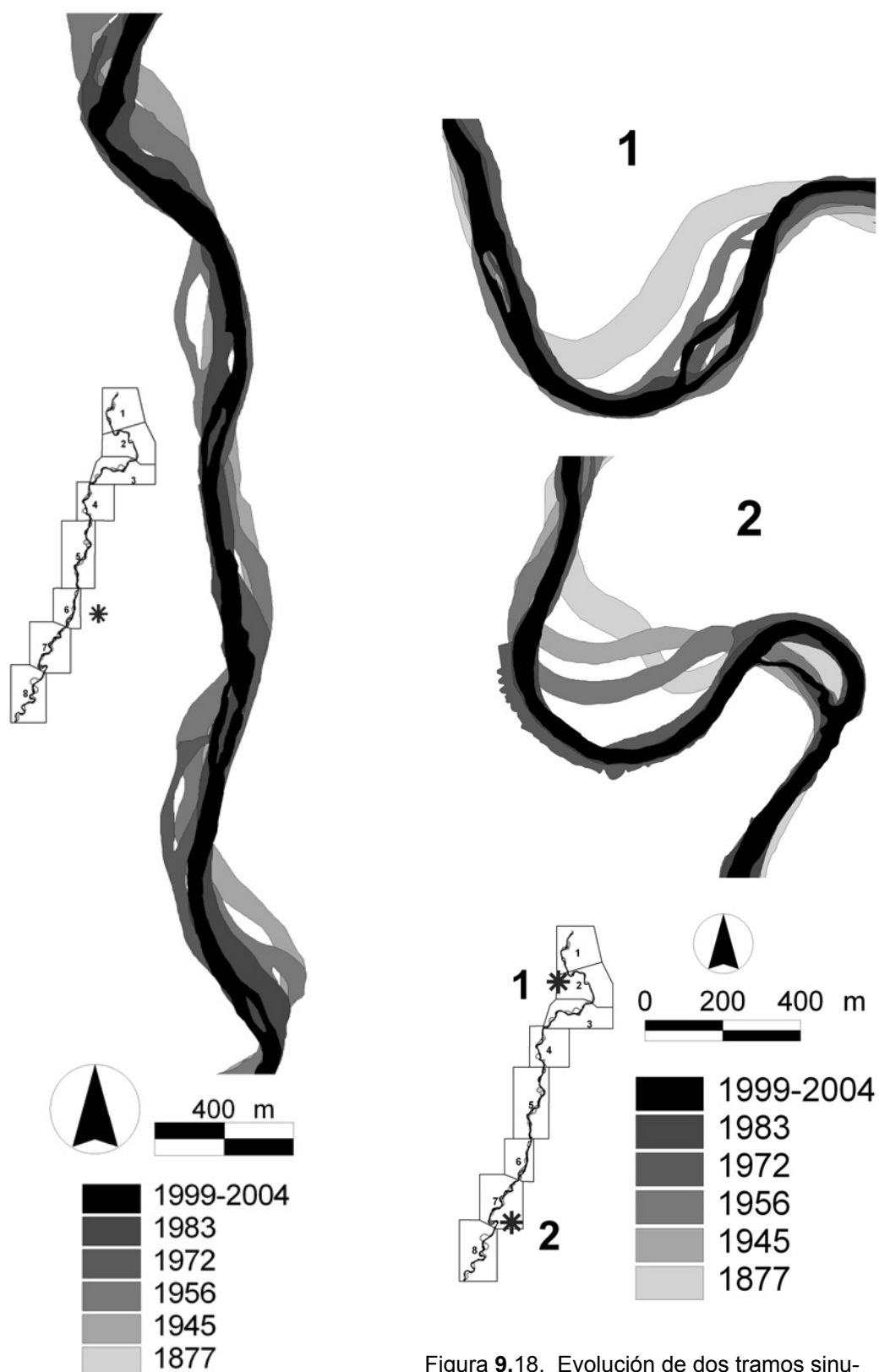


Figura 9.17. Traslación aguas abajo de un tramo del río Jarama de sinuosidad intermedia entre los años 1877 y 2004. El ejemplo corresponde al sector J6.

Figura 9.18. Evolución de dos tramos sinuosos del río Jarama desde 1877 hasta 2004. El ejemplo 1 corresponde al sector J2, con baja proporción de cambio, mientras que el 2 pertenece al sector J7 de alta proporción de cambio.

forma (fig. 9.17). Como ya se indicó en el capítulo anterior, los tramos intermedios se mostraban como los más estables en el tiempo.

Un caso distinto son los meandros intermedios aislados o incluidos en un tramo sinuoso, que tienden a aumentar la sinuosidad.

En cuanto a los tramos sinuosos, es complicado establecer un patrón único de cambio, dado que dependiendo de la forma inicial, cada arco desarrolla una evolución concreta. No obstante la cantidad de cambio a lo largo de los distintos ciclos es proporcional en todos los sectores en este tipo de tramos. Por ejemplo, la evolución de un arco de meandro en el sector J2 y otro en el sector J7, sólo se diferencia en la intensidad del cambio (fig. 9.18). Los desplazamientos de los meandros que no llegan a estrangularse son máximos durante los periodos **a** (1877-1945 y 1956-72) y mínimos durante los **b** (1945-56 y 1972-83).

9.3.2.4.- Distribución de la migración en el valle. Influencia de las escolleras.

La migración lateral varía considerablemente a lo largo del valle. Durante la etapa de migración **3a**, los valores máximos de migración corresponden a los sectores J3, J5, J6 y J7, que concentran precisamente la mayor parte de tramos sinuosos (fig. 9.19). Durante la etapa de estrangulamiento **3b**, dos de estos sectores suman además la mayor parte

de los ajustes, 4 estrangulamientos en el sector J3 y 5 en el J5. A continuación en el periodo de migración **4a**, de nuevo la mayor proporción de migración lateral se registran en los sectores J3, J5, J6 y J7.

La proporción de las escolleras coincide precisamente con los sectores de mayor movilidad. Entre 1956 y 1972, la mayor parte de estas estructuras artificiales se sitúan en el tramo J3, exactamente donde se concentra la minería de áridos naturales en la llanura aluvial en ese momento, entorno a la carretera de Madrid-Valencia (A-3). La efectividad de estas estructuras se aprecia en la reducción de la migración total en comparación con el anterior periodo **a** de migración (1877-1945) (fig. 9.19).

La construcción de escolleras se desplaza hacia el sur y a partir de 1983 casi todos los tramos han alcanzado el valor proporcional 1, es decir, que la longitud de éstas es igual a la del cauce (fig. 9.20). En el año 2004, 5 de los 8 sectores superan el valor 1 porque se ha sumado la longitud de escolleras de ambas márgenes. Se aprecia en cualquier caso una relación directa entre el aumento de escolleras y la reducción de migración en el río Jarama en el tiempo.

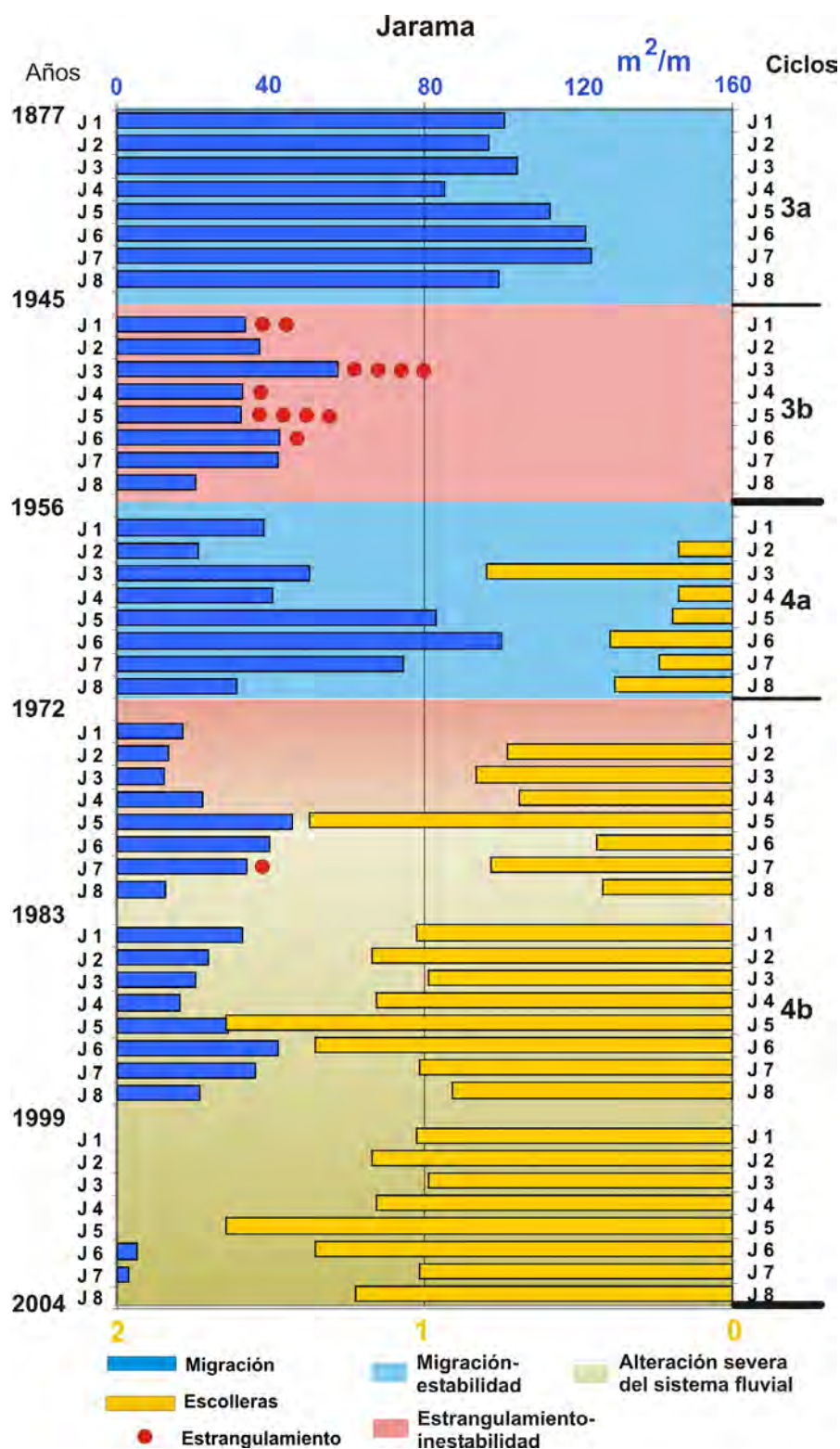


Figura 9.19. Comparación de la migración lateral del río Jarama (izquierda) y la longitud de las escolleras construidas en sus márgenes (derecha) a lo largo de los 8 sectores del río Jarama, entre 1877 y 2004. Las barras azules expresan la migración proporcional que resulta de dividir el área de migración por la longitud del cauce (m^2/m). Las barras amarillas indican la longitud proporcional de las escolleras, que resultan de dividir la longitud de estas por la longitud del cauce (m/m). Los círculos rojos representan los estrangulamientos. Colores de fondo: en azul los ciclos geomorfológicos **a** de migración y en rosa los ciclos geomorfológicos **b** de estrangulamiento. En amarillo degradación del sistema fluvial.

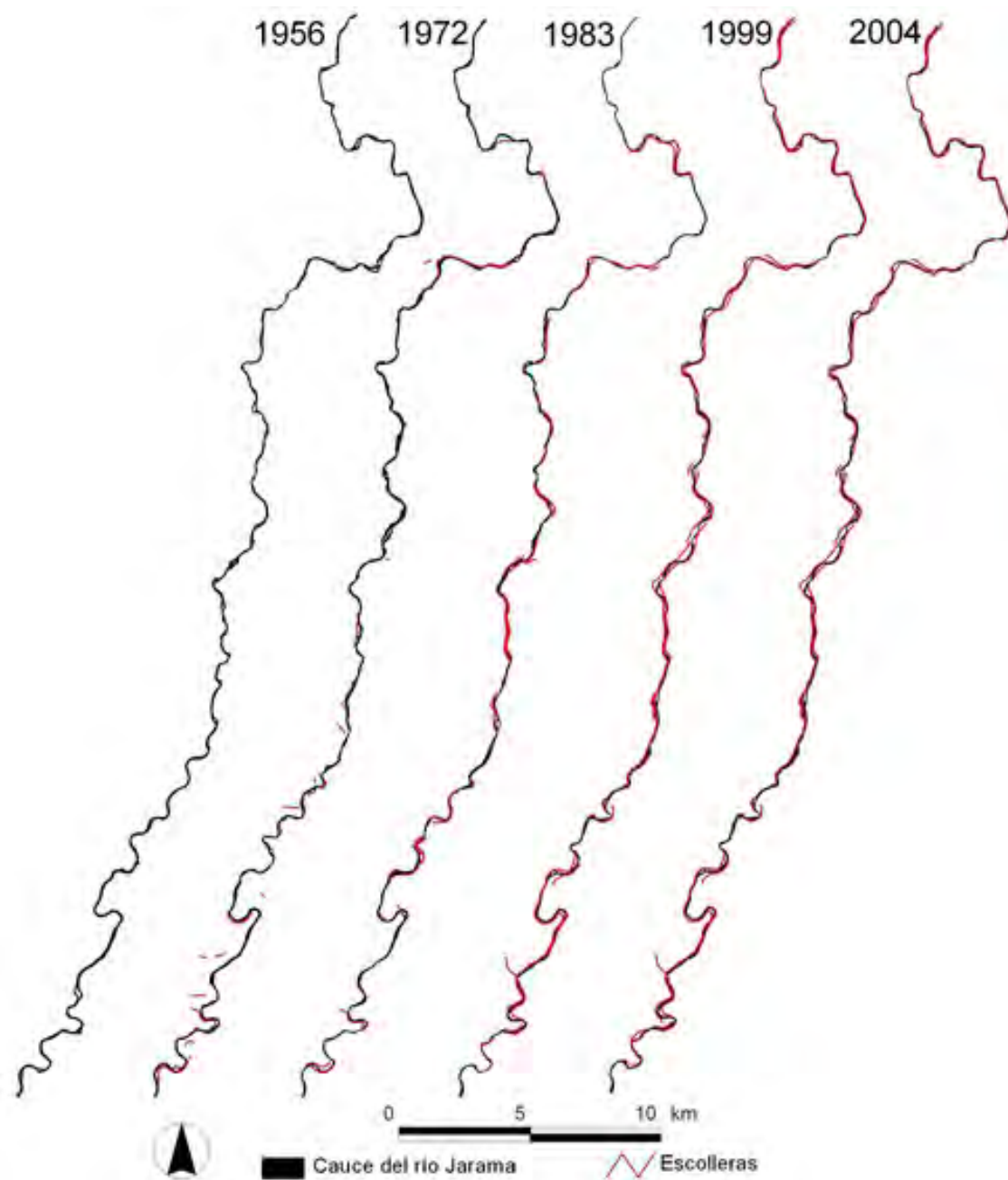


Figura 9.20. Cartografía comparada del río Jarama (negro) y escolleras (rojo) en los años 1956 (sin escolleras), 1972, 1983, 1999 y 2004.

9.3.2.5.- Distribución de la migración en el valle. Influencia del karst subyacente.

Se ha planteado la posibilidad, al igual que en el río Manzanares, de establecer una relación entre la profundidad del karst subyacente en la llanura aluvial del Jarama y las zonas con mayor proporción migración lateral. Existen varias dificultades para contrastar esta hipótesis. En primer lugar la frecuencia de datos de profundidad, que es escasa e irregularmente repartida. Este hecho por sí sólo impide establecer una correlación estadísticamente significativa. Y en segundo lugar, sólo podemos considerar una parte de la migración lateral, la que queda reflejada en superficie. No obstante se ha abordado esta hipótesis a través de dos tipos de análisis, uno cartográfico semicuantitativo y otro cuantitativo.

9.3.2.5.a Influencia del Karst subyacente. Análisis cartográfico

Para realizar este análisis nos interesa sobre todo delimitar todas las zonas con migración o con rasgos de migración lateral dentro de la llanura. En primer lugar contamos con las cartografías de migración lateral total, desde 1877 hasta 2004. Se han unificado en una sola que llamaremos **banda de migración reciente**. Por otro lado se han agrupado todas las zonas de la llanura aluvial con rasgos de migración lateral y actividad

fluvial, independientemente de su cronología. Esta zona resulta de la suma de todos los meandros abandonados, los canales de avulsión, las barras activas y vegetadas, los canales secundarios de crecida y los depósitos de derrame, incluidos aquellos anteriores a 1877. En general es una zona más amplia que la anterior, situada entorno a esta y que se llamará **banda de migración antigua**. La proyección conjunta de las dos zonas representa el único testigo en planta de la zona de movimiento del río Jarama en el Holoceno.

A continuación se han proyectado sobre esta cartografía todos los valores disponibles de profundidad del depósito fluvial, organizados en 26 grupos (figs. 9.21, 9.22, 9.23 y 9.24). El origen de estos datos se detalla en la tabla 7.5. Los resultados de esta combinación de datos se detallan a continuación.

En el primer sector de la llanura aluvial del río Jarama, J1, hay 4 grupos de datos (fig. 9.21). El primero se encuentra fuera de la zona de terraza compleja. Los valores de profundidad aumentan progresivamente desde los bordes de la llanura (2m) hasta el centro de ésta, donde se encuentra el cauce actual (12m). En el grupo 2, ya en la zona de karst subyacente ocurre lo contrario, la zona de migración del cauce también es muy estrecha, pero el espesor del depósito fluvial es mínimo, 6m frente a los 20m y 36 m que hay a ambos lados del cauce, fuera de las dos

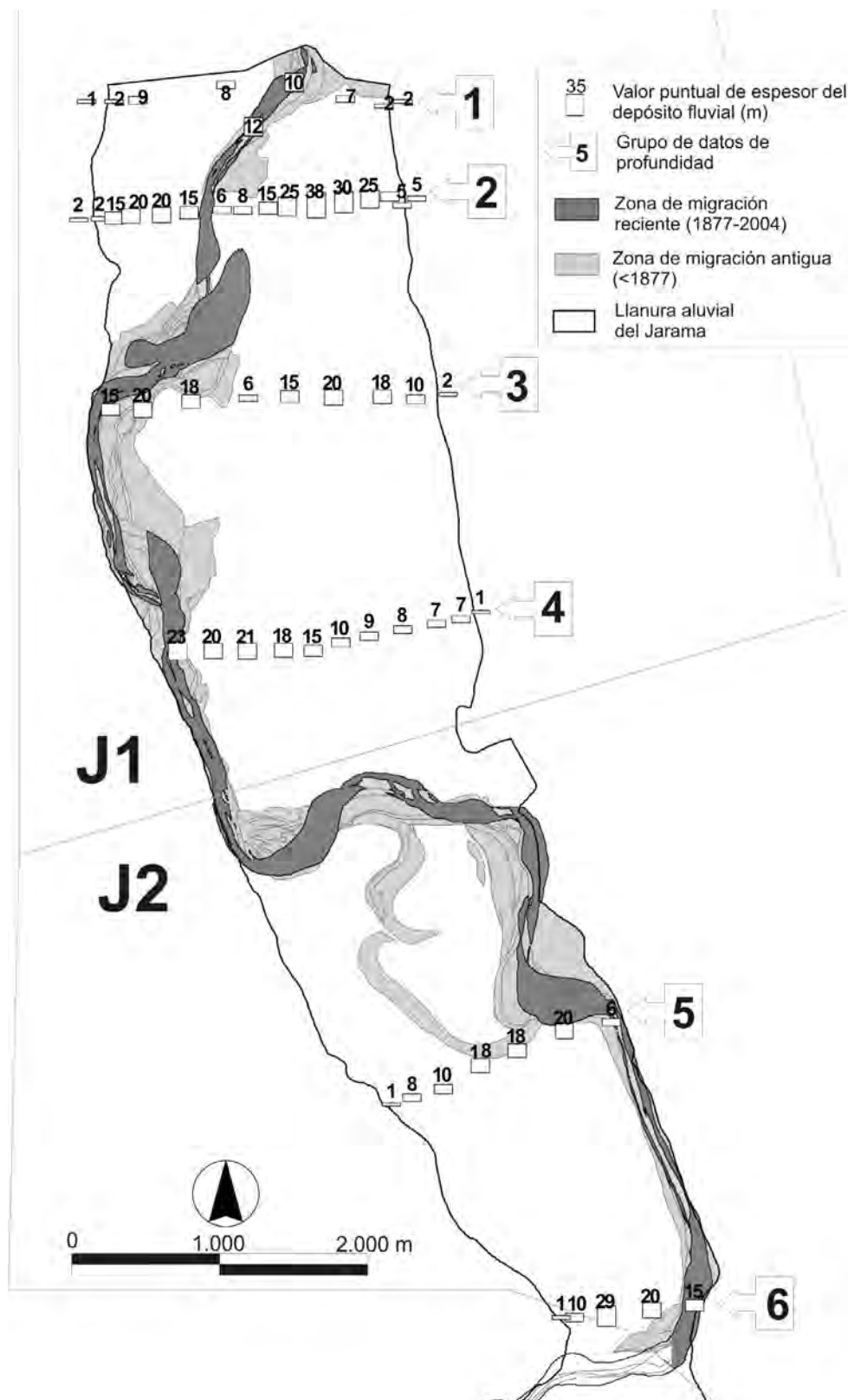


Figura 9.21. Cartografía de los sectores J1 y J2 del río Jarama, con la proyección de las zonas de migración antigua, de cronología indeterminada hasta 1945 (color gris) y migración reciente, desde 1877 hasta 2004 (color gris oscuro). Sobre estas zonas se han proyectado los valores de profundidad del depósitos fluvial en la llanura aluvial, reunidos en los grupos 1, 2, 3, 4, 5 y 6.

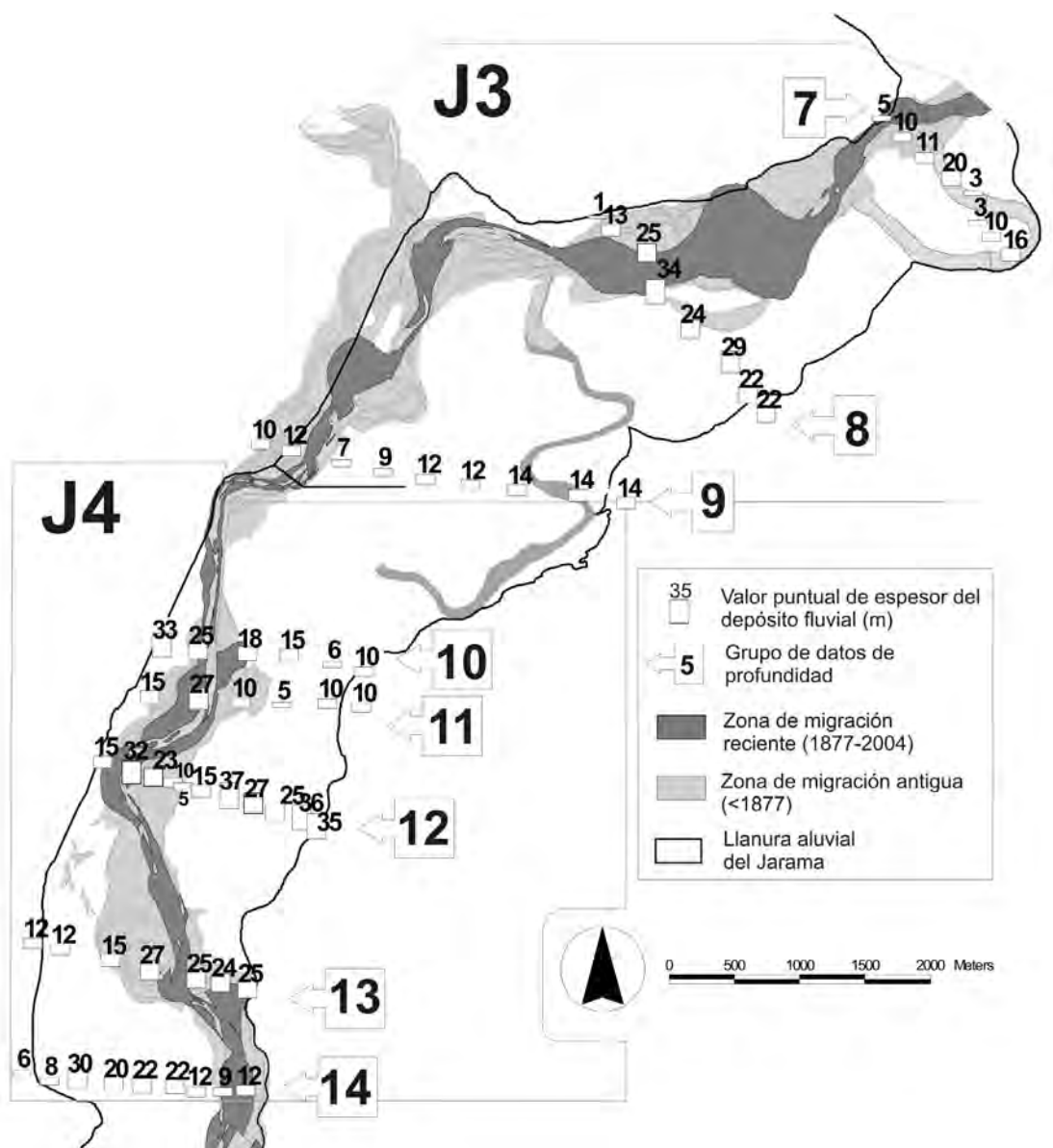


Figura 9.22. Cartografía de los sectores J3 y J4 del río Jarama, con la proyección de las zonas de migración antigua, de cronología indeterminada hasta 1945 (color gris) y migración reciente, desde 1877 hasta 2004 (color gris oscuro). Sobre estas zonas se han proyectado los valores de profundidad del depósitos fluvial en la llanura aluvial, reunidos en los grupos 7, 8, 9, 10, 11, 12, 13 y 14.

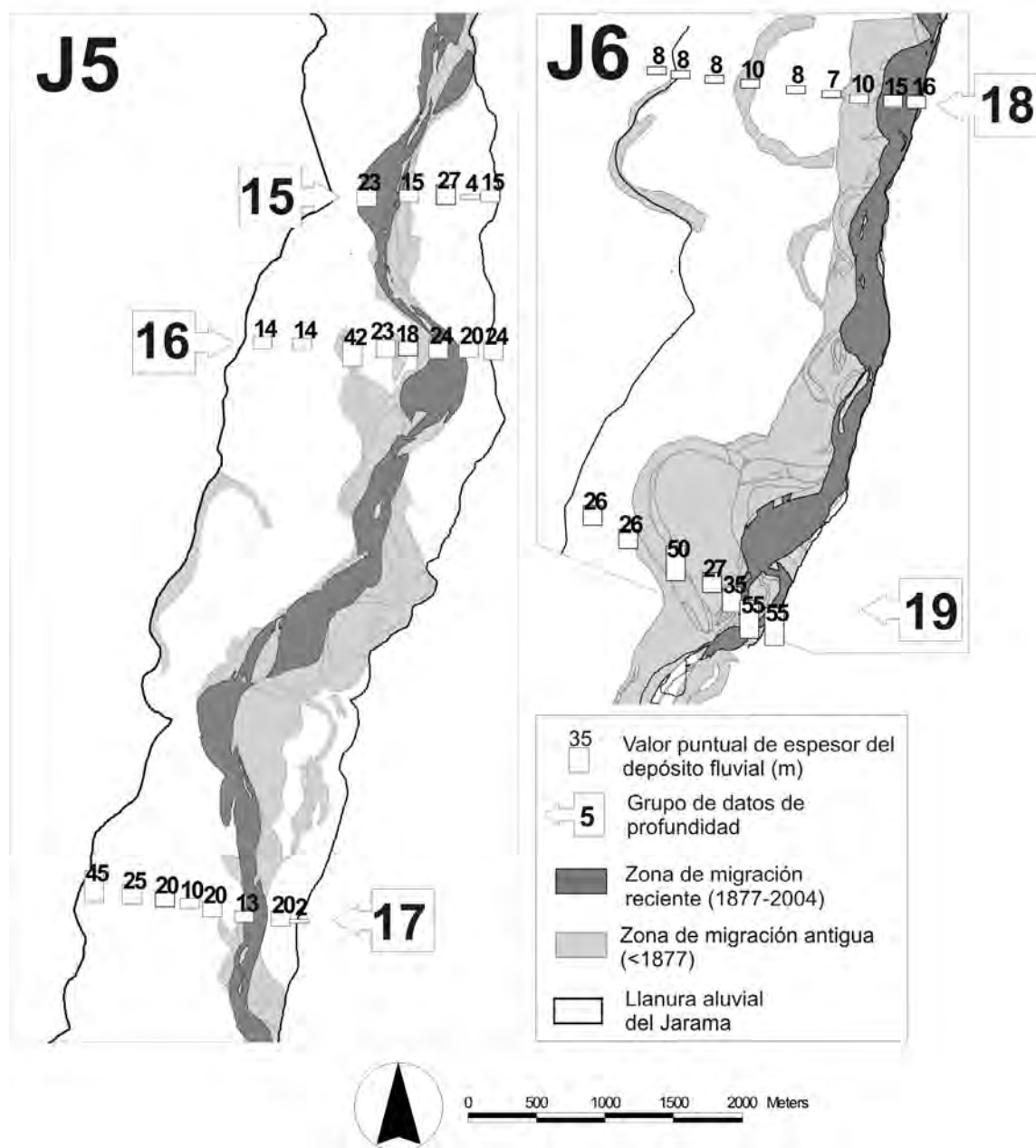


Figura 9.23. Cartografía de los sectores J5 y J6 del río Jarama, con la proyección de las zonas de migración antigua, de cronología indeterminada hasta 1945 (color gris) y migración reciente, desde 1877 hasta 2004 (color gris oscuro). Sobre estas zonas se han proyectado los valores de profundidad del depósitos fluvial en la llanura aluvial, reunidos en los grupos 15, 16, 17, 18 y 19.

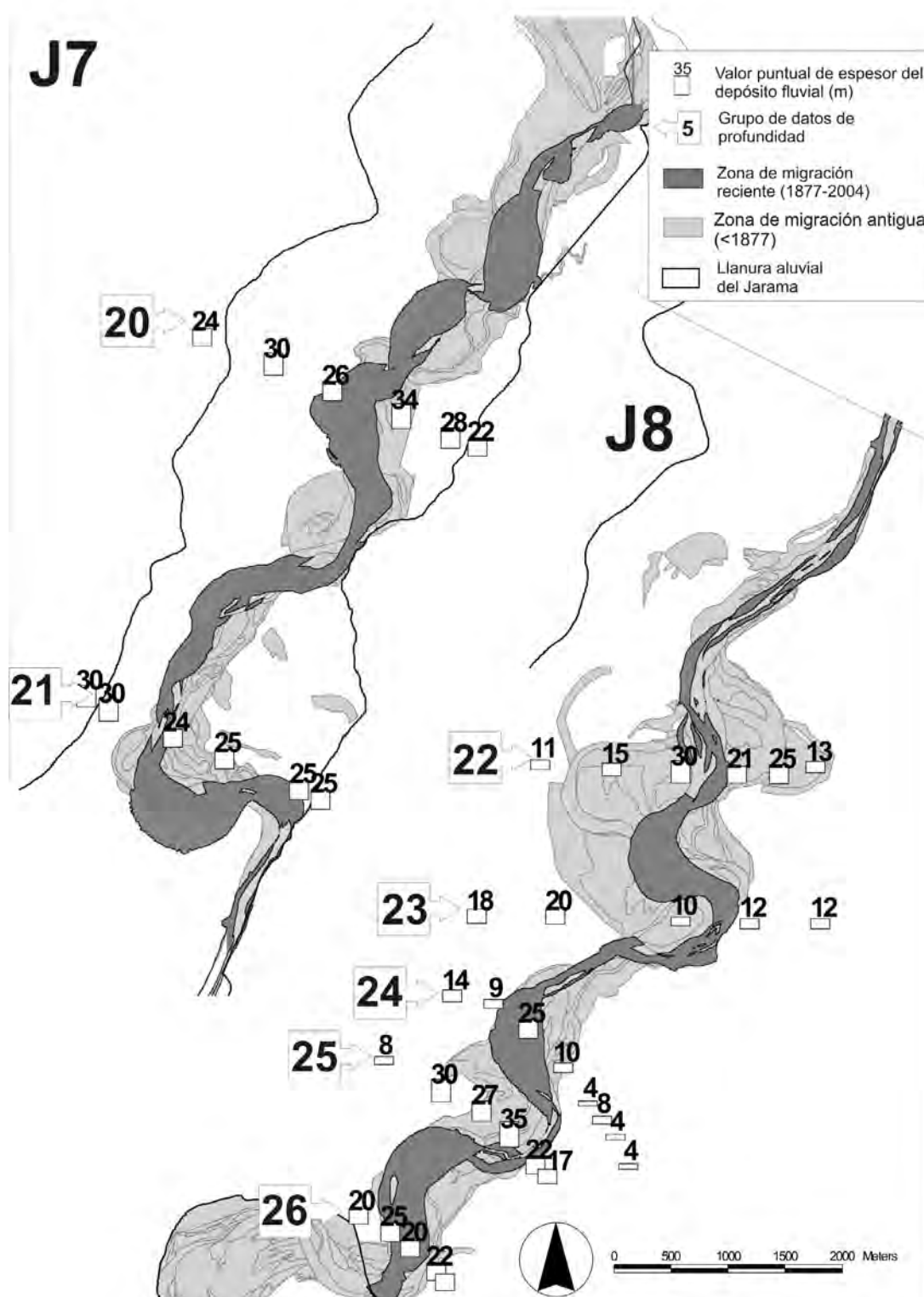


Figura 9.24. Cartografía de los sectores J7 y J8 del río Jarama, con la proyección de las zonas de migración antigua, de cronología indeterminada hasta 1945 (color gris) y migración reciente, desde 1877 hasta 2004 (color gris oscuro). Sobre estas zonas se han proyectado los valores de profundidad del depósitos fluvial en la llanura aluvial, reunidos en los grupos 20, 21, 22, 23, 24 y 25.

zonas de migración.

Los siguientes 5 grupos de datos indican en general tendencias similares entre sí. Se observa un aumento de la profundidad del depósito fluvial hacia la zona de migración antigua, donde alcanza el valor máximo y justo sobre la zona de migración reciente, muy estrecha, el valor de profundidad es mínimo.

Algo similar ocurre en el grupo de datos 7, ya en el sector J3, que muestra una profundidad de sólo 5 m en una zona de migración reciente (1877-2004) especialmente estrecha (fig. 9.22). En el grupo 8 ocurre lo contrario, el depocentro (34m) coincide con una amplia zona de migración. En la confluencia del río Manzanares hay dos depocentros de 12 y 14 metros, el primero se sitúa bajo la zona de migración antigua y el segundo entorno a un cauce de avulsión en la margen izquierda de la llanura aluvial.

Ya en el sector J4, los valores máximos de los grupos 10, 11, 12 y 13 coinciden claramente con las zonas de migración. Aguas abajo, entorno al grupo 4, la zona de migración es especialmente estrecha, indicando que apenas ha habido cambios en el tiempo y por eso se ha utilizado para definir el límite entre los sectores J4 y J5. El espesor bajo esta zona es uno de los dos mínimos de todo el grupo de datos 14.

En los sectores J5 y J6 los valores máximos de profundidad de los grupos 15,

16, 18 y 19 coinciden en general con las amplias zonas de migración (fig. 9.23). En el sector J5, el grupo 17 está situado en un tramo de la llanura aluvial sin apenas migración reciente o antigua. El valor mínimo de este grupo, 13m, coincide exactamente con ésta zona.

En el sector J7 los valores de profundidad de los grupos 20 y 21 oscilan entre los 24 y 30 m, tanto en las zonas de migración y fuera de éstas (fig. 9.24). En cambio en el sector final del Jarama, J8, hay variaciones significativas de la profundidad a lo ancho de la llanura. En los grupos 22, 24, 25 y 26 claramente los valores de máxima profundidad se encuentran bajo las zonas de migración reciente y antigua. En cambio en el grupo 23 el mínimo espesor coincide con las zonas de migración.

- La mayoría de los tramos del río Jarama con zonas de migración muy estrechas coinciden con las profundidades mínimas del depósito fluvial (grupos de datos 2, 5, 6, 7, 14 y 17).
- Del mismo modo se ha contrastado en numerosos puntos una relación relativamente clara entre la profundidad del depósito fluvial y la extensión de las zonas de migración, (grupos de datos, 1, 8, 10, 11, 12, 13, 15, 18, 19, 22, 24, 25 y 26). Varios de estos grupos muestran no obstante dos depocentros, uno de ellos fuera de las zonas de migración.
- En 6 de los 26 grupos de datos, no se

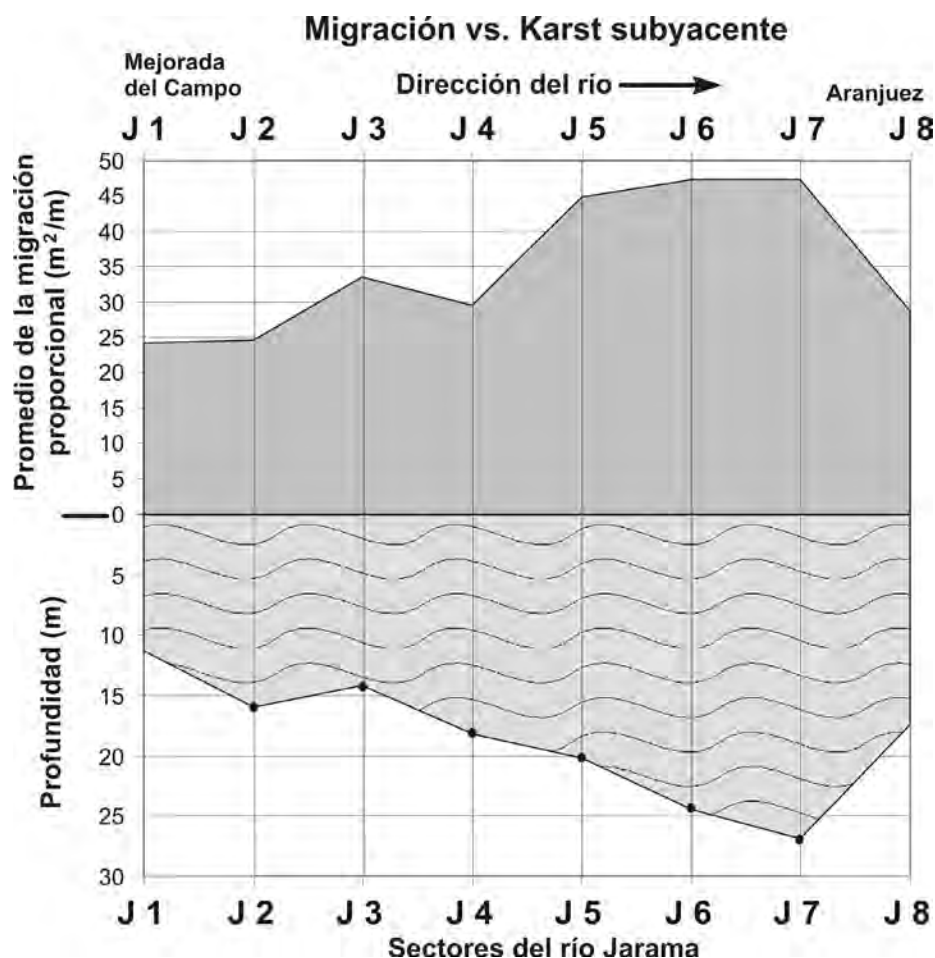


Figura 9.25. Variación de la migración del río Jarama y la profundidad del karst subyacente en la llanura aluvial de éste, a lo largo de los 8 sectores en los que se ha dividido la llanura aluvial del río Jarama. La migración está expresada como promedio de la migración proporcional, que resulta de la división de la migración total (m^2) por la longitud del cauce (m). La profundidad está expresada como promedio (m) de los valores de profundidad ubicados en cada sector.

puede establecer ninguna relación y en 1 es justamente la contraria, el punto con menor profundidad coincide con el de mayor migración reciente.

9.3.2.5.b- Influencia del Karst subyacente. Análisis cuantitativo

Siguiendo esta misma línea de trabajo, se ha realizado una comparación cuantitativa entre los dos procesos. Para ello se ha tenido en cuenta la profundidad media del depósito fluvial por sectores. Este

valor se ha obtenido mediante el promedio de todos los valores de profundidad del depósito fluvial contenidos en cada sector. A continuación, se ha calculado el promedio de la migración proporcional desde 1877 hasta 2004 en cada sector. En este caso no se ha considerado la llamada zona de migración antigua.

Los valores de profundidad del karst subyacente claramente aumentan aguas abajo hasta alcanzar un máximo en el sector J7 (fig. 9.25). Recordemos que

en J8, en la confluencia con el río Tajo, comienza el cambio de facies evaporíticas a siliciclásticas que deriva en un karst de transición, menos profundo (**ver apartados 7.3 y 7.4**). Prácticamente en una proporción similar, la migración lateral también aumenta aguas abajo.

Este análisis parece confirmar que efectivamente hay una relación directa entre la profundidad del karst subyacente y la migración lateral del río Jarama.

Con los datos disponibles no es posible determinar la tasa de subsidencia. Éste sería un dato fundamental para establecer las relaciones de equilibrio subsidencia-depósito en el río Jarama.

9.3.2.6.- Consideraciones parciales

- La migración lateral del cauce del río Jarama varía en función de los Ciclos geomorfológicos de migración-estrangulamiento definidos en el capítulo anterior. Durante los periodos de tipo **a** la tasa de migración es máxima y durante los de tipo **b** mínima.
- Los Ciclos también afectan a la forma del movimiento. Predominan las distancias largas durante los periodos de tipo **a** y cortas en los de tipo **b**.
- Con el tiempo, la frecuencia de distancia cortas aumenta, es decir, prevalecen los desplazamientos cortos.
- La orientación dominante del movimiento es 280° y 120°. Estas direcciones son perpendiculares a la dirección general de los sectores más activos del Jarama, pero ligeramente inclinadas hacia aguas abajo.
- El movimiento general de los meandros es una mezcla de extensión hacia las márgenes de la llanura, con una pequeña componente (10°) hacia aguas abajo.
- Durante los periodos de estrangulamiento se añaden a la orientación dominante de 280° y 120° varias direcciones hacia aguas abajo.
- A partir de 1983, con la alteración severa del sistema fluvial, las orientaciones preferentes cambian a 160° y 330°, aunque en una proporción de cambio muy escasa.
- Los tramos rectos no varían ni de forma ni de posición el tiempo. Los más extensos en longitud se encuentran siempre en los bordes de la llanura aluvial.
- Los tramos fluviales formados por varios meandros de baja sinuosidad o intermedios no cambian de forma y tienden únicamente a la traslación aguas abajo.
- La mayor parte de los cambios siempre se concentra entorno a los tramos de mayor sinuosidad. Independientemente de la posición y curvatura, cada meandro registra siempre la máxima migración en los periodos de tipo **a**: 1877-1945 y 1956-72, y mínima en los de tipo **b**. La orientación y la forma no cambian, sólo la cantidad de movimiento.
- Parece que existe una relación directa entre la profundidad del karst subyacente y la migración lateral del río Jarama.

Este hecho indicaría que los procesos de hundimiento sinsedimentario continúan en la actualidad.

9.3.3.- Río Tajo

Los resultados del análisis de los cuatro tramos, T1, T2, T3 y T4, en los que se ha dividido el río Tajo se han reunido en la [Ficha 9.3 del Anexo I](#).

9.3.3.1.- Tasa de migración

La principal característica en la evolución del cauce del río Tajo es la progresiva reducción de la migración y la ausencia casi total de cambios desde el año 1877 hasta 1956 ([fig. 9.26](#)). A partir de esta fecha el río Tajo queda completamente estabilizado. La falta de precisión del mapa histórico del año 1823 no ha permitido calcular los cambios de posición del cauce hasta 1877. Recordemos que entre 1823 y 1877 se desarrolla el periodo de estrangulamientos más importante de todo el registro, **2b**, que redujo 3.329 m la longitud del cauce. El siguiente periodo es de migración, **3a**, la longitud del cauce aumenta ligeramente (199 m) y se registra el valor máximo de migración lateral. De nuevo, como en el caso del río Jarama, los valores de migración total y tasa de migración anual no coinciden porque se trata de un intervalo temporal muy prolongado, (68 años) de los cuales solo se tiene registro de la situación inicial y

final.

El paso a un periodo de estrangulamiento, **3b**, se refleja sólo en una reducción de migración total a la mitad. A diferencia del río Jarama, en este caso no se produce ningún estrangulamiento, tan sólo pequeños ajustes que resultan en una pequeña reducción del cauce de 291 m. Parece que efectivamente, como ya se señaló en el capítulo anterior, el río Tajo tiende de forma natural a la estabilidad (inmovilidad) de su cauce ya desde 1877. En definitiva, los mismos ciclos y eventos de inundación que provocan importantes cambios en el Jarama, apenas hacen variar un 1% la longitud en el Tajo desde el año 1877.

El inicio de la intervención del hombre en este sistema fluvial comienza con el cierre de los embalses de Entrepeñas y Buendía en 1956. Este hecho refuerza definitivamente la tendencia natural del cauce a la inmovilidad. En los últimos 50 años tan sólo se ha registrado una paulatina reducción en el área ocupada por el cauce, que probablemente vaya acompañada de la correspondiente incisión en el lecho para mantener la sección del canal. La construcción de escolleras, que supone un 24% de la longitud total del río, no parece influir en su evolución reciente.

9.3.3.2.- Forma de la migración

Las distancias de la migración lateral también reflejan la tendencia a la

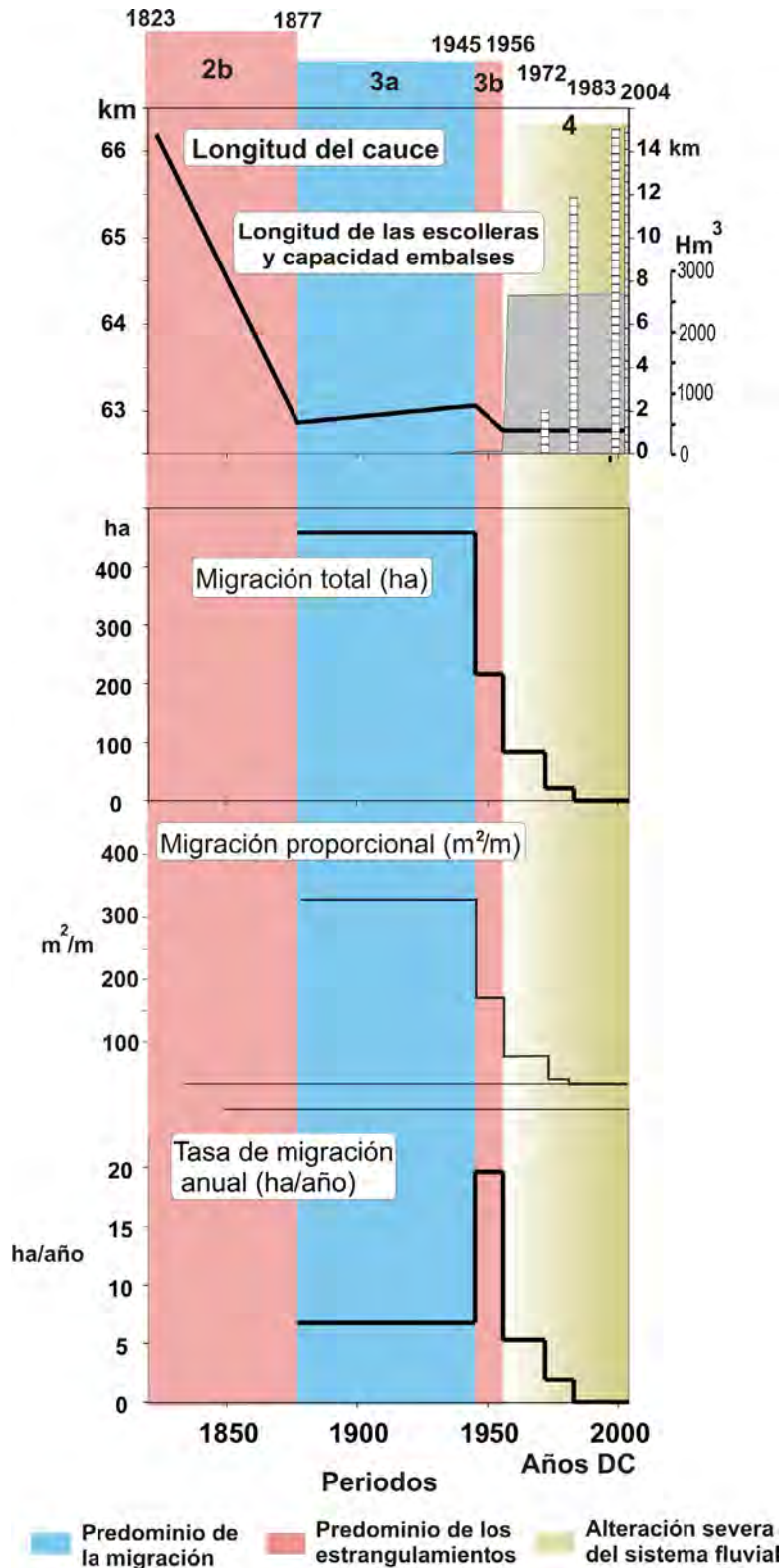


Figura 9.26. Proyección conjunta de resultados de los análisis en una y dos dimensiones, de la evolución reciente del cauce del río Tago (1823-2004). De arriba a abajo: 2a, 2b, etc., ciclos geomorfológicos de migración (azul) y estrangulamiento (rosa). En amarillo degradación del sistema fluvial. Longitud total del río Jarama (km); longitud de las esolleras (barras verticales) (km) y capacidad de retención de las presas en cabecera (hm³). Migración total del cauce (ha). Tasa de migración anual (ha/año).

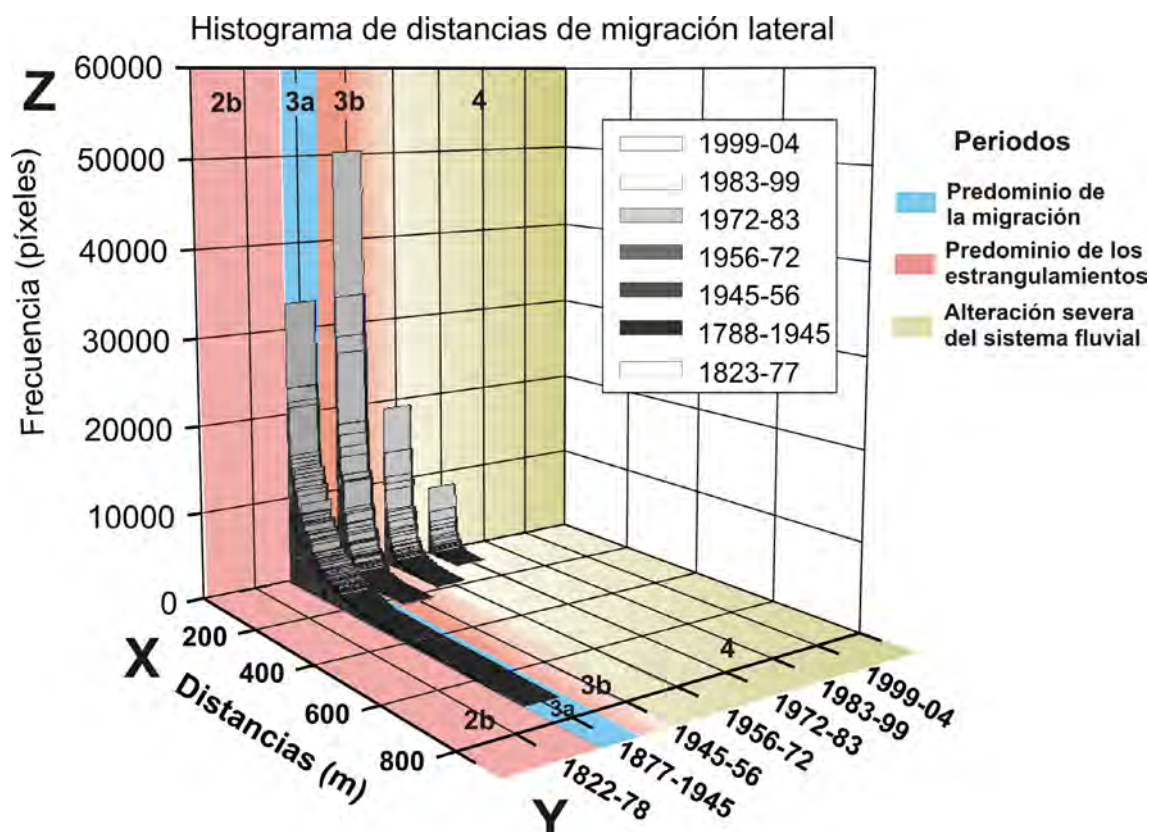


Figura 9.27. Comparación de los 4 histogramas de distancias de migración del río Tajo en un gráfico de tres ejes. X= distancias recorridas en metros, Y= intervalos temporales de cálculo y Z= frecuencia de unidades de área (píxeles). 2b, 3a, etc., ciclos geomorfológicos de migración (azul) y estrangulamiento (rosa). En amarillo degradación del sistema fluvial.

disminución de la migración en el río Tajo (fig. 9.27). Entre 1877 y 1945 la distribución corresponde a migraciones amplias en la llanura, con el 90% de las distancias de migración por debajo de 259 m y valores máximos superiores a los 700m (tabla 9.3). Es una distribución de distancias de migración muy similar a la observada en el mismo periodo en el río Jarama (tabla 9.2). Sin embargo en el siguiente periodo (3b) las distancias de migración son sensiblemente inferiores, especialmente en las distancias medias y largas. Desde 1956 la reducción es aún mayor, tanto en distancias largas como cortas, y a partir

de 1983 no se registra ningún movimiento lateral de cauce.

En cuanto a la orientación del movimiento de los cauces, durante el periodo 3a, (1877-1945), la migración tiene una clara orientación hacia los 330° y 360° (fig. 9.28). Dicho desplazamiento corresponde en buena medida a la migración hacia el norte de un tramo de 1.300 m situado inmediatamente aguas abajo de la confluencia con el río Jarama, con una distancia máxima de migración de más de 700 m hacia los 330°-360°. Este tramo es el único de esa longitud

Ciclo	Periodo	Intervalo	90% (m)	valor máximo (m)
3	a	1877-1945	259	726
	b	1945-56	60	229
4		1956-72	69	182
		1972-1983	33	101
		1983-1999	0	0
		1999-2004	0	0

que evoluciona de recto a sinuoso. En el siguiente periodo, **3b** (1945-1956) la representación de las direcciones de migración es bien distinta. En lugar de una dirección dominante, aparece una serie de vértices en varias direcciones entre los 150° y los 330°. Corresponden a la migración de varios arcos en la dirección perpendicular a la del valle y hacia aguas abajo. El mosaico de direcciones es amplio porque la sinuosidad del río Tajo es relativamente alta. A partir de 1956, aunque la tasa de migración es muy baja parece que prevalece la migración perpendicular al valle combinada con un ligero movimiento hacia aguas abajo.

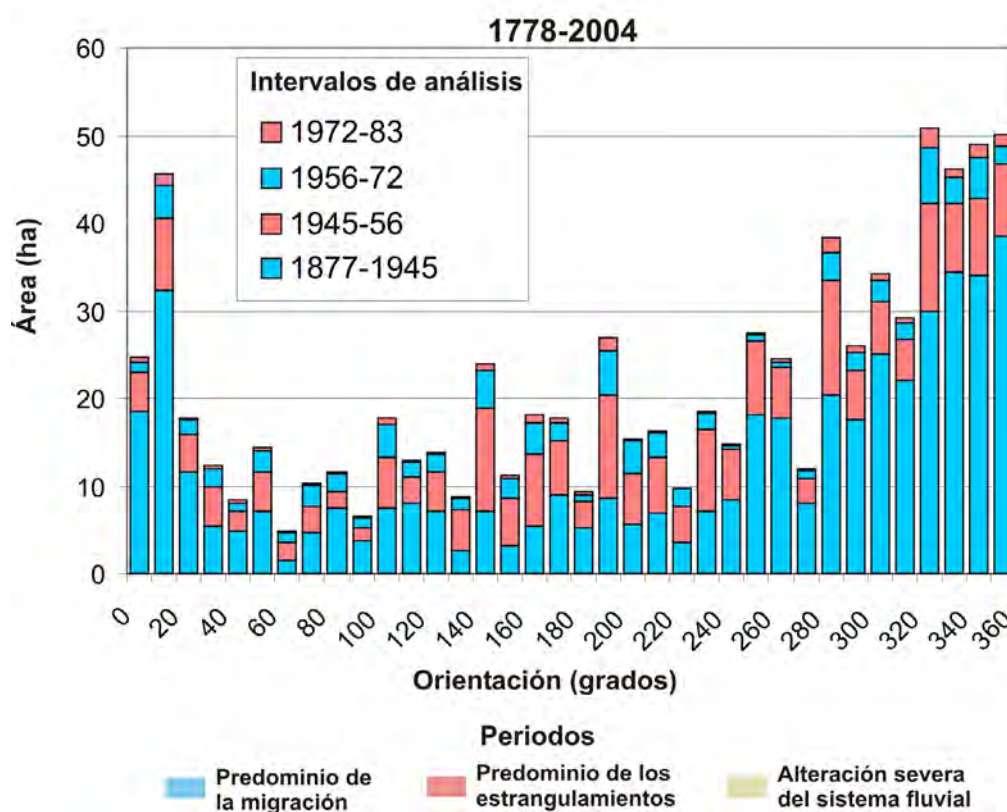
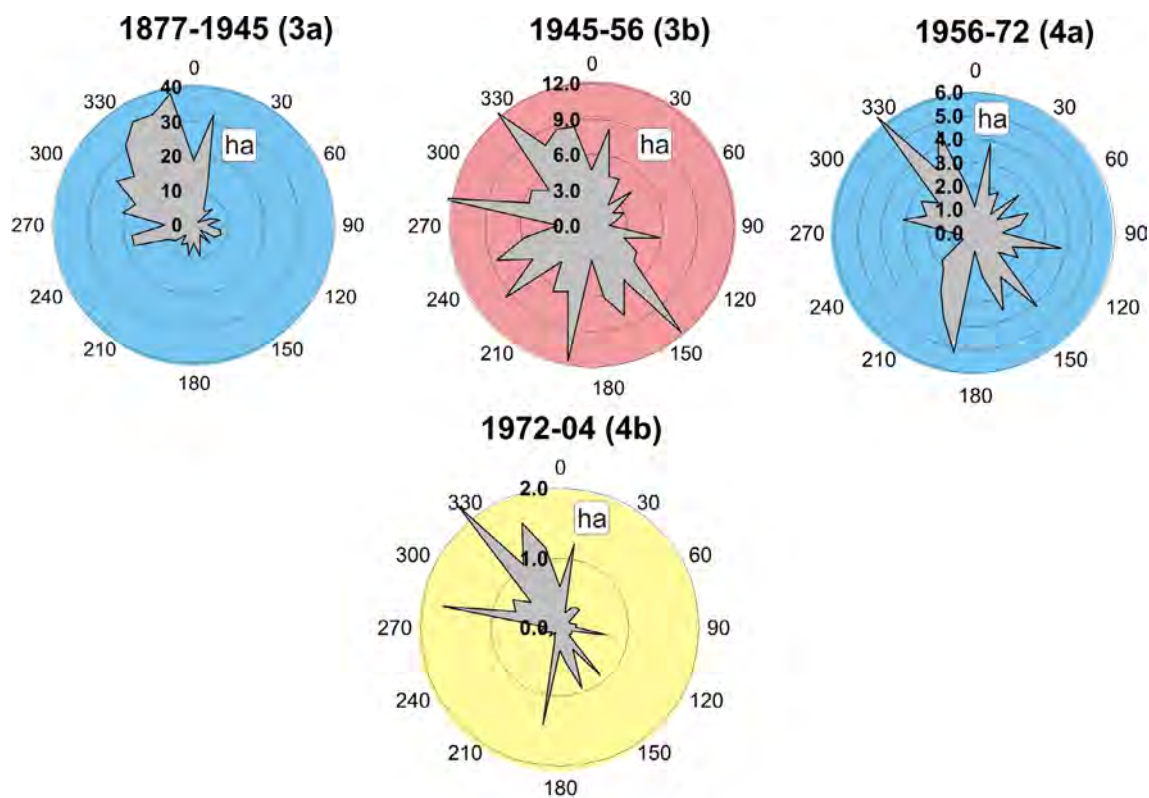
9.4.3.3.- Distribución espacial de la migración

La intensidad de los cambios disminuye aguas abajo (fig. 9.29). Este hecho en parte ya fue observado en la evolución de los arcos de meandro activos en el capítulo anterior, (apartado 9.3.2.c.). Como en aquel caso se atribuye a la acción combinada de la reducción de

pendiente, de anchura de la llanura aluvial y del aumento de la cohesividad de ésta, aguas abajo.

9.4.3.4.- Consideraciones parciales:

- En el río Tajo prevalece una clara tendencia a la reducción de los cambios y la estabilidad del cauce de forma natural, independientemente de los ciclos geomorfológicos definidos.
- Los grandes cambios en el río Tajo ocurren entre 1823 y 1877, durante el periodo de estrangulamientos **2b**.
- La sucesión de los periodos **3a** (1877-1945) y **3b** (1945-56), de migración y estrangulamiento respectivamente apenas hacen variar un 1% la longitud del cauce.
- La migración lateral también disminuye aguas abajo.
- Las distancias de migración, tanto cortas como largas, tienden siempre a disminuir.
- Al igual que ocurre en los ríos Manzanares y Jarama la orientación de la migración indica una extensión hacia



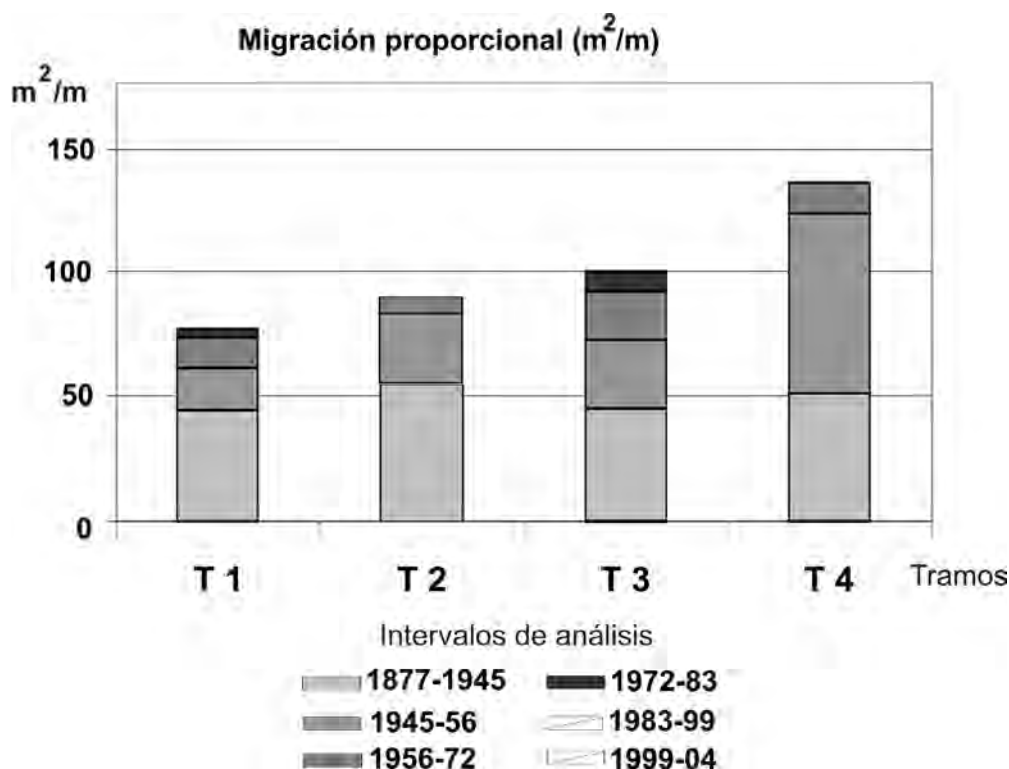


Figura 9.29. Migración proporcional del río Tajo a lo largo de los 4 sectores en los que se ha dividido el valle. El valor de migración resulta de la división de la migración total (m^2) por la longitud del cauce (m).

las márgenes con una ligera inclinación aguas abajo.

- Parece que el cierre de las grandes presas en 1956 únicamente refuerza la estabilidad del trazado.
- En este caso la construcción de escolleras no es decisiva en la evolución reciente del río.
- El único cambio que se registra en el cauce a partir de 1956 es una paulatina reducción del área ocupada por el cauce.

9.4.- Discusión

En el análisis de la geometría de los cauces, éstos se han considerado como entes aislados, de modo que no queda

resuelta la relación de los cauces con el medio, y que básicamente se puede traducir en el movimiento de éstos en la llanura aluvial. El desarrollo del análisis de la migración representa un orden de magnitud superior en la cuantificación de los resultados. Sin embargo, la escala temporal queda limitada a las cartografías más precisas, 1877-2004.

Como ya se ha visto en el apartado 9.2, al inicio de este capítulo, son numerosos los autores que calculan las tasas de migración lateral de un arco de meandro mediante medidas lineales. Aquellos que lo hacen mediante el uso de SIG y medidas areales cada vez son más habituales, pero no especifican la metodología de trabajo

utilizada. En esta Tesis se propone una metodología completa para el análisis de la migración lateral de un cauce, dentro de un SIG raster, que resuelve los siguientes objetivos:

- La cantidad de migración, expresada en cantidad total (ha), tasa de migración anual (ha/año) y tasa de migración estandarizada de los cauces (m^2/m).
- La forma de migración, que compara la proporción de las distancias del movimiento.
- La orientación de la migración lateral de los cauces, que cuantifica la orientación del movimiento en intervalos de 10° .

Respecto a los trabajos publicados, esta metodología resulta mucho más precisa y especialmente válida tanto para analizar grandes tramos fluviales como meandros aislados.

En cuanto a los resultados obtenidos, la cantidad de migración lateral es coherente con la sucesión de ciclos deducidos previamente a través de los meandros y cauces. Esta coherencia de resultados a través de datos y análisis diferentes, ha de tenerse en cuenta a la hora de abordar la evolución de un río cuando no se puede contar con una de las dos fuentes de información, por ejemplo los arcos de meandro abandonados. Resulta además una metodología de gran exactitud

porque cuantifica todo el movimiento de un arco, y no sólo de un punto. El cálculo de la cantidad de migración ha permitido establecer además la comentada relación directa entre la subsidencia kárstica y la tasa de migración de los cauces. También ha sido fundamental para cuantificar los efectos de la construcción de escolleras en las márgenes de los cauces del río Jarama, estableciendo una relación inversa entre la longitud de las escolleras y la migración lateral de los cauces a lo largo de todo el tramo estudiado. Mediante la combinación de los dos parámetros (migración-escolleras) en el río Jarama, se puede observar perfectamente cómo la degradación del río se traslada con el tiempo de norte a sur, hacia zonas progresivamente más alejadas de Madrid.

Por último, el cálculo de la migración lateral también ha sido utilizado para hacer una estimación del tiempo de renovación de las llanuras aluviales y que básicamente consiste en calcular, con las tasas de migración disponibles, los años que tardaría el río en trasladarse a lo ancho de la llanura aluvial. Se trata de una mera aproximación, que pone de manifiesto la diferencia en la dinámica fluvial entre los tres ríos. Así, el río Manzanares tendría un periodo de renovación de 4.137 años, el Jarama de 2.261 años y el Tajo de 16.995 años. Destaca claramente la velocidad de renovación del río Jarama, sobre todo respecto al Tajo.

La forma de migración por su parte es especialmente útil para comparar la proporción de movimientos que pueden ser considerados como naturales o de largas distancias frente a los provocados por el dragado del cauce o limitación del movimiento provocado por las escolleras, mucho más cortos pero más numerosos a lo largo del río. También se han podido documentar diferencias en la forma de la migración entre los periodos de tipo **a** y **b**.

Finalmente la orientación de la cantidad de movimiento, ha permitido cuantificar una tendencia general a migrar por extensión hacia las márgenes de las llanuras con una pequeña componente aguas abajo. Como ya se ha indicado anteriormente no hay una dirección predominante hacia una de las márgenes del valle.

Esta metodología puede resultar especialmente útil en análisis individuales de arcos de meandro, independientemente de su forma y tamaño. Se ha llevado a cabo por ejemplo en la prospección arqueológica en llanura aluvial del río Guadalquivir mediante el análisis de la migración del meandro de El Arenal en Córdoba en los últimos 5.000 años (Uribelarrea y Benito, 2008). En la zona de estudio esta metodología puede ser especialmente interesante para analizar por ejemplo la evolución de los meandros entorno a los puentes históricos.

10



Geomorfología y usos del suelo de las llanuras aluviales

10.1.- Introducción y objetivos

En ríos de un solo canal con sinuosidad variable, las formas dominantes son resultado de dos tipos de dinámicas de sedimentación: la acreción lateral y vertical (Leopold et al. 1964). Las primeras están asociadas a la dinámica del canal y el resto con los procesos que tienen lugar durante el desbordamiento de los bancos (Schumm, 1977). En las zonas de acreción lateral o activa, encontramos los canales activos y abandonados, canales secundarios, depósitos de derrame y diques naturales. En las áreas de acreción vertical, con una sedimentación más lenta y una dinámica menos intensa, se ubican las zonas de inundación, charcas, canales

de drenaje, depósitos eólicos, también canales abandonados, etc. (Bridge, 2003). Tal y como ocurría con los cauces aluviales, los ajustes de la llanura quedan reflejados en esta variedad de formas, tanto en su extensión total como en su distribución espacial.

Por otro lado, en el estudio de las llanuras aluviales hay que tener en cuenta la intervención del hombre en el sistema al final del Holoceno (Brookes, 1994; Knigton, 1998) y muy especialmente en los últimos 500-100 años (Petts, 1989). La modificación de los sistemas fluviales, derivados de la actividad humana, es especialmente significativa en aquellos tramos fluviales

cercanos a grandes ciudades, sobre todo en países industrializados donde existe una fuerte regulación hidráulica (Hooke, 2007). Los usos del suelo más habituales tienen relación con el aprovechamiento de sus recursos hidráulicos, edáficos y como reservas de áridos, a través de la agricultura, la minería y más recientemente la urbanización. Con el tiempo, el balance suele ser bastante negativo para el sistema fluvial. En estos casos, cada vez se destina mayor esfuerzo en la recuperación de los sistemas fluviales, a través de programas de restauración o rehabilitación (Bierley y Fryirs, 2006). La comprensión de los procesos geomorfológicos y su evolución en el tiempo, es fundamental para establecer las estrategias de rehabilitación en un río (González del Tánago y García de Jalón, 1982; Gore, 1985; Heede y Rinne, 1990; Milner, 1994, entre otros).

Las tres llanuras de la zona de estudio están situadas cerca de grandes núcleos de población, como la ciudad de Madrid y su periferia urbana. En sólo 50 años se ha pasado de una situación casi natural a otra claramente dominada por la actividad antrópica y la intervención del hombre en el sistema fluvial. Entre las actividades que más alteran de forma directa e indirecta la dinámica fluvial en la zona de estudio se han identificado la extracción de arena y grava, la construcción de escolleras, la acomodación de la llanura para uso agrícola y la regulación de caudales. Por esta razón, mientras que el análisis de la geodinámica de los meandros y cauces

permite estudiar la evolución natural de estos ríos, el análisis morfológico y de los ambientes deposicionales de las llanuras permite analizar especialmente la degradación del sistema fluvial como respuesta a la intervención del hombre en el mismo.

Teniendo en consideración estas premisas y la escala espacio-temporal de esta Tesis, se ha llevado a cabo un análisis de los cambios morfológicos, ocasionados por las actividades humanas, principalmente usos del suelo, minería y obras lineales. Este análisis se basa en la cartografía secuencial de las llanuras, incluyendo usos del suelo, agricultura y la minería. A través del análisis cuantitativo de estas cartografías, se analizan de forma secuencial, los modelos de gestión llevados a cabo en las llanuras aluviales de los ríos Manzanares, Jarama y Tajo. Este conocimiento permite en último lugar establecer las pautas generales a tener en cuenta a la hora de abordar la restauración de ríos y riberas, donde la geomorfología fluvial puede jugar un papel importante en el diseño de las arquitecturas idóneas.

Los objetivos concretos de este capítulo se pueden agrupar de la siguiente manera:

- Elaboración de cartografías de la geomorfología fluvial y usos de la llanura aluvial, de los ríos Manzanares, Jarama y Tajo, en los años 1945, 1956, 1972, 1983, 1999 y 2004. (Escala 1:10.000)

- Estudio de la evolución de las llanuras a través del análisis cualitativo y cuantitativo de la cartografía secuencial elaborada.
- Identificación de los elementos que en mayor medida alteran el sistema fluvial, haciendo especial énfasis en la minería de áridos.

10.2.- Descripción de las unidades cartografiadas (geomorfología fluvial, usos del suelo y minería de áridos naturales) y metodología:

10.2.2. Geomorfología fluvial

Para analizar la evolución de la geomorfología fluvial se han elegido las siguientes cinco grandes unidades:

- Cauce principal. Se ha intentado en todo momento identificar las márgenes del cauce, independientemente de la altura de la lámina de agua.
- Canales secundarios de crecida. Conectan dos puntos del cauce principal a través de barras e incluso de la propia llanura aluvial.
- Barras activas entorno al cauce principal. Representan la parte más dinámica de la llanura aluvial, ya sea por migración del cauce como por el transporte de sedimento. Se establece una relación directa entre el área de estas formas y la actividad fluvial.
- Barras vegetadas o estabilizadas. Similares a las anteriores, aparecen colonizadas por la vegetación y se disponen a una cota superior. Son inundadas con menor frecuencia que las anteriores.
- Depósitos de derrame. Se han considerado todos aquellos depósitos dejados por el río fuera del cauce. Ocultan parcialmente cualquiera de los elementos anteriores. En general son buenos indicadores de la capacidad del río para ocupar la llanura de inundación y por tanto de su dinámica.

10.2.3. Usos del suelo.

Especialmente esta cartografía se apoya en la identificación en campo de los diferentes usos. Se han considerado dos grandes grupos de usos del suelo:

- Zona de pasto. Especialmente importante en la llanura aluvial del río Manzanares. Se identifica en la fotografía aérea por una textura homogénea, de color oscuro.
- Zona de regadío. Es un uso dominante en las llanuras aluviales de los ríos Jarama y Tajo. Se identifica fácilmente en la fotografía aérea por la geometría de la parcelación, el mosaico de tonos grises y la disposición escalonada de las parcelas. Hay que tener en cuenta que la agricultura de regadío se realiza sobre parcelas planas horizontales, lo que implica la formación de pequeñas terrazas en la llanura.

10.2.4. Minería de áridos.

La minería de áridos en medios fluviales es una actividad compleja, articulada por una cadena de acciones que no afectan por igual al medio fluvial. Su papel es fundamental en la evolución reciente de la llanura aluvial del río Jarama. Por esta razón se elabora a continuación una breve descripción de esta actividad y de sus efectos en los sistemas fluviales. A lo largo de la descripción y análisis de los resultados (apartado 5) se hará referencia concreta a las alteraciones observadas en la zona de estudio.

10.2.4.1. La minería de áridos naturales y la alteración del sistema fluvial. Descripción y cartografía.

El término “árido” siempre está asociado a los materiales de construcción. Así, desde un punto de vista minero se denomina árido a aquel material o partícula de roca, que se utiliza como materia prima en parte o totalidad de una estructura constructiva (Smith y Collins, 1993). Según su origen puede ser natural, artificial o reciclado. El árido natural es aquel que se obtiene mediante procesos mecánicos de extracción y clasificación por tamaños. Los yacimientos de áridos naturales más habituales se encuentran en depósitos sedimentarios no consolidados como por ejemplo las terrazas fluviales. El árido artificial requiere de alguna modificación de la roca de origen como por ejemplo

la trituración o molienda. Por último, el árido reciclado se obtiene de residuos de construcciones y de escombros.

El bajo precio del árido, 5,7 €/tonelada, de media en España en 2007, (ANEFA, 2007) ha condicionado siempre la rentabilidad de su extracción a la distancia recorrida entre el yacimiento y el centro de consumo. Por esta razón, los depósitos fluviales de los ríos Manzanares, Jarama y Tajo constituyen los yacimientos de áridos naturales más rentables para la ciudad de Madrid y su entorno urbano (Uribelarrea, 1998). Hay que tener en cuenta además que estos depósitos son yacimientos con espesores extraordinarios, de hasta 40m.

La explotación es relativamente asequible. En primer lugar se retira el suelo y otros materiales finos de decantación de la parte superior de la terraza o llanura aluvial, para acceder a los depósitos tractivos de arenas y gravas (fig. 10.1) También se retira de forma mecánica estos materiales cuando aparecen intercalados en niveles de más de 0.5m. A continuación se extraen las arenas y gravas y se transportan a una planta de tratamiento donde se lavan para eliminar las partículas de tamaño arcilla y limo, y el resto se clasifica por tamaños (tabla 10.1). El objetivo es la obtención de áridos para la fabricación de morteros.

El desarrollo de todo el proceso genera una serie de formas identificables



Figura 10.1. Extracción por medios mecánicos del suelo actual y depósitos finos de acreción vertical, para acceder a las arenas y gravas inferiores. Abajo nivel freático. Al fondo Puente Largo en Aranjuez (julio, 2003).

en campo y fotografía aérea. En primer lugar se forman huecos de extracción, habitualmente tienen un fondo escalonado y rampas de acceso. En el caso del Jarama, estos huecos pueden tener más de 40m de profundidad (fig. 10.2). También hay huecos de extracción bajo lámina de agua, cuando se excava por debajo del

Nombre local	Fracción granulométrica (mm)
Arena de río	0-5mm
Gravín	5-7mm
Gravilla	6-20mm
Grava	20-40mm
Zahorra Natural	0-40 mm
Morro	40-200mm
Morro	>200 mm

Tabla 10.1. Clasificación por tamaños de los áridos. Fuente: ANEFA, 2007

nivel freático con ayuda de dragalinas (fig. 10.3). Las plantas de tratamiento reúnen la maquinaria para el lavado y cribado y normalmente la zona de almacenamiento del árido procesado. El resto de zonas tiene que ver con el tratamiento de los materiales estériles. Aquellos que han sido retirados por medios mecánicos se acumulan directamente formando montículos sobre la llanura, o directamente rellenando otros huecos mineros agotados. Los limos y arcillas que resultan del lavado de los áridos, forman lodos que son vertidos directamente al río o bien conducidos hasta balsas de decantación.

Todas estas zonas pueden quedar abandonadas una vez que se agotan



Figura 10.2. Huevo minero en la llanura aluvial del río Jarama. La profundidad supera los 30 m. Abajo, nivel freático rebajado por bombeo. (enero, 2006).

las reservas, de modo que encontramos huecos de extracción abandonados, balsas de decantación colmatadas y escombreras o zonas de acumulación de estériles.

En teoría, desde el año 1981 es obligatoria la restauración de los terrenos afectados (Real Decreto 2994/1982, de 15 de Octubre, BOE núm. 274, de 15-11-1982). Sin embargo apenas se ejecuta desde mediados de los 90. En la cartografía elaborada en esta Tesis, se identifica desde la ortofoto de 1999. En casi todos los casos se intenta recuperar la topografía original mediante el relleno de los huecos abandonados, que más tarde se destina a un nuevo uso, normalmente agrícola (ver Uribelarrea, 1998).

Esta minería también se lleva a cabo en las terrazas pleistocenas de los tres

ríos. En este caso únicamente se tendrá en cuenta el área total ocupada por la minería en las terrazas del río Jarama, para comparar la proporción y la tendencia respecto a la realizada en la llanura aluvial.

La cartografía secuencial de las llanuras aluviales contiene por tanto las siguientes zonas mineras:

Zona activa

- Zona activa indeterminada. Se sitúa entorno a las zonas de tratamiento y corresponde a zonas de paso de vehículos, acumulación temporal de áridos, etc.
- Huecos de extracción en seco o a cielo abierto
- Huecos de extracción en húmedo o bajo



Figura 10.3. Hueco de extracción bajo el nivel freático (extracción en húmedo), en la llanura aluvial del río Jarama, Velilla de San Antonio. (abril, 2004).

el nivel freático.

- Zona de tratamiento
- Zona de almacenamiento de árido procesado.
- Balsas de decantación

Abandono

- Escombreras
- Huecos de extracción abandonados
- Huecos de extracción abandonados bajo lámina de agua
- Balsas de decantación colmatadas

Restauración

- Relleno (hueco relleno con escombros y/o materiales estériles)
- Uso agrícola de regadío
- Uso agrícola de secano
- Uso recreativo (parques)
- Laguna recreativa (pesca).
- Suelo urbano/industrial

10.2.4.2. La minería de áridos naturales. Alteración del sistema fluvial.

El desarrollo de la minería de áridos naturales en los valles de los ríos Manzanares y Jarama ha sido especialmente intenso por varias razones. En primer lugar por la cercanía a la ciudad de Madrid, como gran demandante de material de construcción, en segundo lugar la facilidad de extracción de un árido con una gran proporción de cuarzo y por tanto de especial calidad y por último, la presencia de terrazas complejas, que suponen yacimientos extraordinarios.

Durante las décadas de los años 60, 70 y 80, fue una actividad poco o nada regulada y en muchas ocasiones ilícita, especialmente la llevada a cabo en el cauce. No hay por tanto un registro sistemático de su ubicación y volumen de extracción, para ello hay que recurrir a la fotografía aérea y a la demanda oficial de áridos (ver Uribe Larrea, 1998).

Desde un punto de vista de la alteración del medio, este tipo de actividad se puede dividir en dos grupos, aquella que afecta directamente al cauce y sus márgenes, y la que desarrolla en el resto de la llanura aluvial.

10.2.4.2.a Minería de áridos entorno al cauce:

La actividad minera entorno al cauce

combina el dragado del lecho con la apertura de huecos mineros en las márgenes y depósitos recientes, especialmente en las barras de punta. Así, los efectos de el dragado del cauce han sido ampliamente estudiados en los grandes ríos europeos, pero destacamos precisamente aquellos trabajos centrados en los tramos fluviales con cargas gruesas de fondo, en los ríos Garonne (Beaudelin, 1989) y Rhône, en Francia (Petit et al., 1996), el Wooler Water, en Inglaterra, (Sear y Archer, 1998) o el río Arno, Italia, (Rinaldi y Simon, 1998), entre otros. Aplicados a nuestro caso de estudio son especialmente interesantes los trabajos realizados en pequeños ríos californianos (clasificados como *creeks*), con características similares al río Jarama, carga de fondo gruesa, baja sinuosidad, régimen de caudales muy variable e incluso con largos periodos de estiaje, (ver, Bull y Scott, 1974; Chang y Harp, 1980; Lagasse, et. al. 1980; Chang, 1987; Harvey y Schumm, 1987; Sandeck, 1989; Collins y Dunne, 1990 y Kondolf, 1995, entre otros) y en varios ríos en el NE de España (Batalla, 2003).

En este tipo de ríos las consecuencias de la extracción de áridos entorno al cauce son muy evidentes, porque modifican de forma intensa el cauce durante los periodos de caudales bajos. Todos los trabajos coinciden, de forma general, en las consecuencias que este tipo de actividad tiene en los cauces: 1) incisión del río en la llanura aluvial aguas arriba y abajo de la zona de dragado, 2) cambios

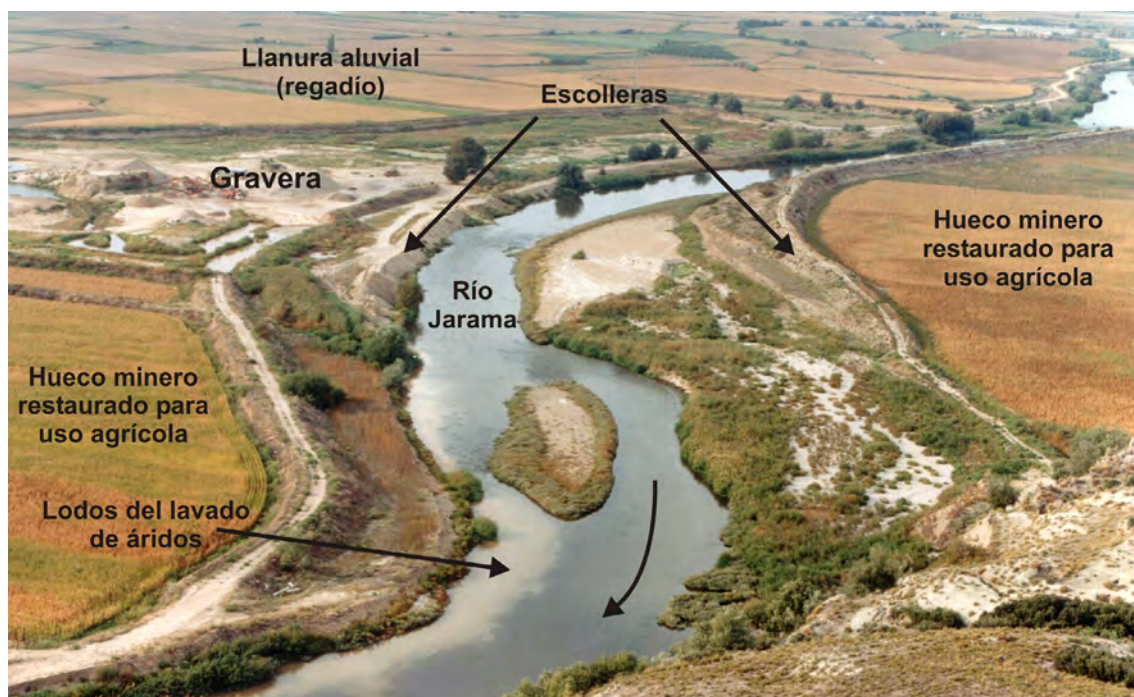


Figura 10.4. Minería de áridos entorno al río Jarama en San Martín de la Vega. Abajo, detalle de los lodos resultantes del lavado de los áridos. (julio, 1998).

en el trazado del río, 3) pérdida de longitud y sinuosidad, 4) reducción de la carga de fondo, el aumento de la velocidad del flujo, 5) erosión de las márgenes, 6) descenso del nivel freático y 7) reducción del radio hidráulico. Como puede verse, buena parte de estos ajustes son similares a los provocados por la regulación de caudales mediante presas. De hecho, la combinación de los dos multiplica los efectos erosivos derivados de la escasa carga sólida, produciéndose un efecto conocido como *hungry water*, (Kondolf, 1995).

En el río Jarama el dragado del cauce y la apertura de huecos mineros en las márgenes se ha realizado de forma simultánea desde finales de los años 60, alcanzando la máxima intensidad en los años 80. El dragado del cauce se ha

prolongado incluso hasta los años 90. Los sectores más afectados son precisamente aquellos con mayor cantidad de tramos sinuosos y mayor tasa de migración lateral, J3, J5, J6 y J7.

En el río Jarama la actividad minera entorno al cauce siempre está asociada a la construcción de escolleras. Como ya se indicó en el capítulo anterior, se construyen precisamente con la fracción más gruesa ("morro" o grava con más de 200 mm de eje mayor), que hasta hace pocos años suponía un material estéril. Desde hace unos 10 años se tritura para su uso como asfalto. En realidad las escombreras son escombreras alargadas con una doble función, acumular este material estéril grueso y a la vez proteger las instalaciones mineras situadas junto al río.

10.2.4.2.a Minería de áridos en la llanura aluvial

La extracción de áridos en el resto de la llanura aluvial, tiene un efecto en el sistema fluvial menos visible a corto plazo, pero igualmente importante.

En primer lugar hay una pérdida de un suelo especialmente fértil e irremplazable. El lavado de los áridos genera un residuo en forma de lodo que hasta los años 90 era vertido directamente al cauce del río (fig. 10.4). Estos lodos suponen un importante aumento de la carga en suspensión, tapizando el fondo del río e impermeabilizándolo, y por tanto dificultando el intercambio entre las aguas subterráneas y las superficiales. Desde un punto de vista biológico son especialmente dañinos para el crecimiento de algas y el desove de peces (ver Vadillo et al., 2001).

Dado que en nuestra zona de estudio hay decenas de metros de depósitos fluviales bajo la llanura aluvial, una práctica habitual es el descenso del nivel freático mediante bombeo para poder acceder en seco a los depósitos. En ocasiones el descenso local del nivel freático supera los 30m. Una vez agotada la explotación el mismo acuífero rellena el hueco minero y queda expuesto al exterior. Esta exposición subaérea provoca el aumento de la temperatura del agua subterránea en verano y un enfriamiento durante en invierno (ver Claudet et al, 1984). La exposición a la luz favorece igualmente una intensa eutrofización, con

la incorporación de altas concentraciones de nitrógeno y fósforo al acuífero y empobrecimiento del oxígeno disuelto. Estos efectos han sido estudiados en el río Jarama por Himi, (2002). Los huecos mineros abandonados, bajo lámina de agua, mal llamados lagunas, son en numerosas ocasiones objeto de vertidos de residuos sólidos urbanos e incluso aceites industriales (Uribelarrea, 1998 e Himi, 2002).

En muchas ocasiones estos huecos mineros son reutilizados para la decantación de los lodos de lavado. Se convierten en balsas de decantación que se colmatan con el tiempo. Su naturaleza impermeable dificulta el flujo del acuífero del río Jarama, (ver Himi, 2002). Algo similar ocurre con aquellos huecos mineros que una vez agotados son rellenados con materiales estériles finos o incluso escombros.

10.3.- Metodología

La metodología de trabajo gira entorno al análisis cuantitativo de la cartografía secuencial, la geomorfología fluvial y los usos del suelo. Se trata de cartografías digitales, gestionadas en un SIG de tipo continuo o *raster*, con el que se han llevado a cabo dos tipos de operaciones. La primera es una operación simple de obtención del área de cada unidad cartografiada. La segunda es algo más compleja y consiste en combinar cuantitativamente dos cartografías

consecutivas en el tiempo. Con esta operación se calcula la transformación de cada unidad cartografiada de un año para otro. Por ejemplo, en qué zonas y en qué cantidad (área) se transforma la zona de barras vegetadas entre 1945 y 1956. Es decir, se analiza la interacción entre la zona fluvial y los distintos usos del suelo. A medida que hay más variedad de usos del suelo y de zonas mineras, las combinaciones son más complejas, resultando en matrices con un número de filas y columnas equivalente al número de zonas en cada mapa. Este tipo de análisis se ha utilizado especialmente en el cálculo de la expansión de la agricultura y la minería, para conocer exactamente sobre qué zonas se extiende de un año para otro (ver figuras 10.14, 10.17, 10.21 y 10.26).

En ocasiones el área total de un elemento, (barras, regadío, etc.), disminuye y sin embargo se puede calcular su expansión sobre otras zonas. Por ejemplo, el área total de la agricultura disminuye a partir de 1983, pero ésta coloniza nuevas zonas cada vez más cercanas al cauce principal. Por esta razón no tienen por qué coincidir los valores de área total y área de expansión o de sustitución de usos.

10.4.- Resultados

Las 6 cartografías de cada uno de los ríos se han reunido en los mapas Nº 10.1, 10.2, 10.3, 10.4, 10.5 y 10.6 para el Manzanares, Nº 10.7, 10.8, 10.9, 10.10,

10.11 y 10.12 para el Jarama y Nº 10.13, 10.14, 10.15, 10.16, 10.17 y 10.18 para el Tajo, dentro del Anexo I.

La dimensión areal de cada una de las zonas cartografiadas se encuentra en las tabla 10.1 para el río Manzanares, tabla 10.2 para el río Jarama y tabla 10.3 para el Tajo (Anexo II, Tablas).

A continuación se desarrolla la descripción y análisis de los datos obtenidos en cada uno de los tres ríos, a lo largo de las 6 fechas consideradas, 1945, 1956, 1972, 1983, 1999 y 2004.

10.5.- Descripción y análisis de los resultados

10.5.1. Río Manzanares

Para exponer los resultados del análisis morfológico y de usos de la llanura aluvial del río Manzanares, se han considerado los siguientes datos obtenidos en capítulos anteriores: 1) el registro de caudales anuales junto con la capacidad potencial de las presas en cabecera (Capítulo 5, apartado 5.4), 2) la variación de la tasa de migración anual y la longitud de las escolleras, (Capítulo 9), 3) la variación del área (en hectáreas) ocupada por los canales secundarios de crecida, depósitos de derrame, barras activas y barras vegetadas y 4) la variación de las barras vegetadas en comparación con la agricultura y pasto, (fig. 10.5).

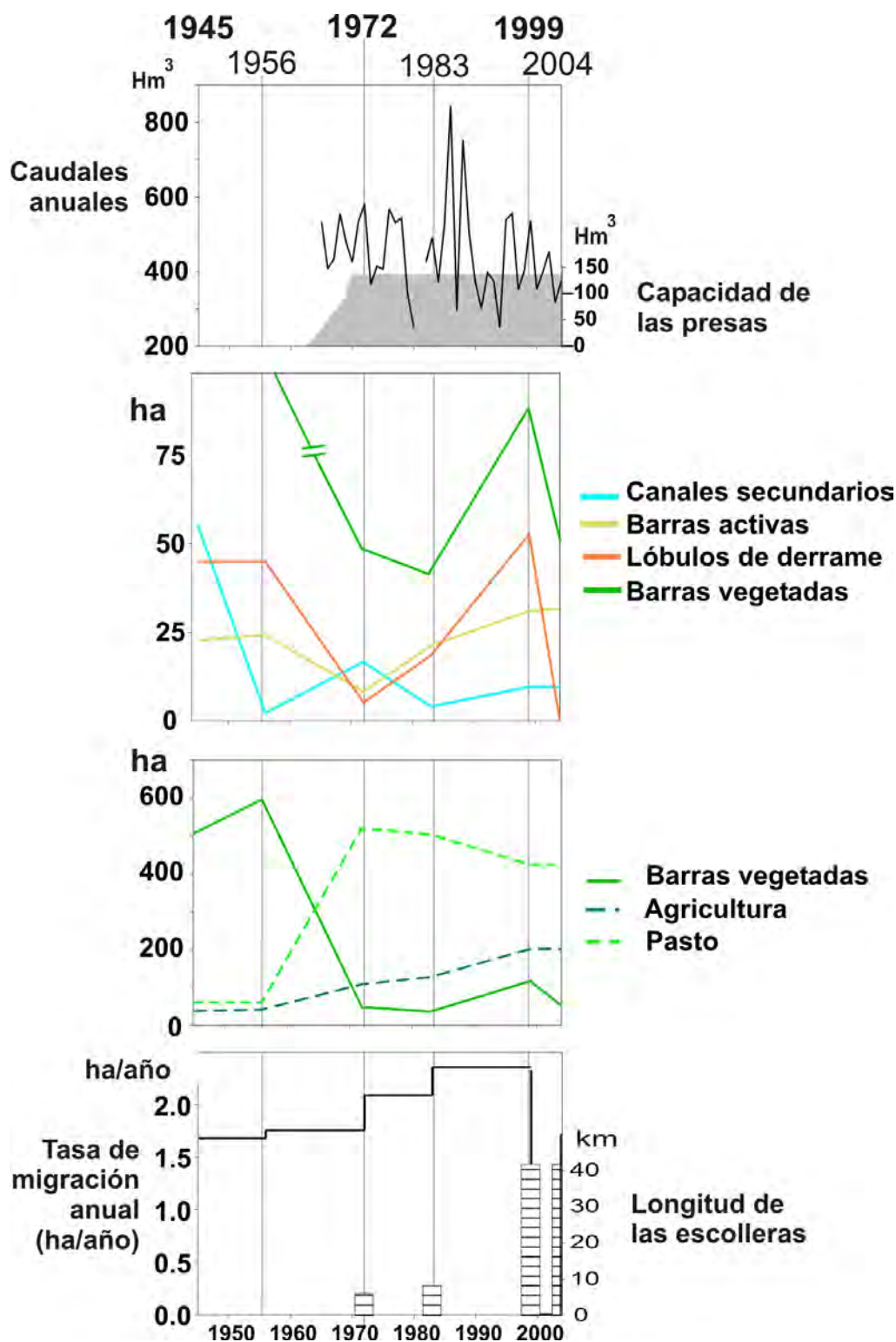


Figura 10.5. Llanura aluvial del río Manzanares. Proyección conjunta de datos obtenidos en otros capítulos en el análisis de las llanuras aluviales en 2D. De arriba a abajo: 1) registro de caudales anuales del río Manzanares ($\text{hm}^3/\text{año}$) y volumen de retención de las presas en cabecera (hm^3); 2) variación del área de los canales secundarios de crecida, barras activas, depósitos de derrame y barras vegetadas (ha); 3) variación del área de las barras vegetadas, agricultura y pastos (ha) y 4) variación de la tasa de migración anual (ha/año) y longitud de las escolleras construidas entorno al cauce (km).

10.5.1.1 Fotointerpretación del río Manzanares en el año 1945

Lo primero que llama la atención en la llanura aluvial del río Manzanares, al menos en el año 1945, es la ausencia de formas derivadas de la migración lateral, como son por ejemplo las cicatrices de acreción o las barras de punta. Éstas últimas sólo aparecen en la confluencia de esta llanura con la del Jarama. En cambio, son extraordinariamente frecuentes los depósitos de derrame, asociados tanto a tramos de baja sinuosidad como a las márgenes externas de los meandros. También son muy abundantes los canales secundarios de crecida, casi siempre en la parte interna de los grandes arcos de meandro y en ocasiones con trayectorias paralelas en tramos rectos o de muy baja sinuosidad. Estos últimos pueden llegar a ser tan anchos o más que el cauce principal. Parece además que toda la llanura aluvial está surcada por una densa red de pequeños canales, que perfilan formas de amplios depósitos de derrame estabilizados por la vegetación. Esta forma se ha englobado como barras vegetadas.

Las características expuestas parecen corresponder a un río de carga arenosa, con un cauce poco profundo y somero respecto a la llanura aluvial, en el que prevalece la acreción vertical. Además de estas características generales se han observado diferencias apreciables entre los sectores M1, M2 y M3.

En M1 predominan tres elementos, el cauce, las márgenes estabilizadas por vegetación o barras vegetadas y canales secundarios de crecida de hasta 1.000 m de longitud.

El tramo M2 es claramente diferente al anterior. La sinuosidad es muy baja. En la primera mitad los depósitos de derrame flanquean de forma alternante todo el cauce y suelen estar conectados por pequeños canales secundarios. En la segunda mitad el conjunto de la geomorfología fluvial es una mezcla de un río de baja sinuosidad y uno *braided*. Los canales secundarios, con anchuras similares e incluso superiores al cauce principal, presentan patrones entrelazados. En ocasiones es difícil separar los canales secundarios de los depósitos de derrame.

Finalmente el sector M3 vuelve a adquirir una morfología más definida y propia de un río sinuoso, muy similar a la del río Jarama. De hecho, es en este sector donde se encuentran todas las barras de punta de todo el tramo estudiado, al menos en 1945.

10.5.1.2 Fotointerpretación del río Manzanares en el año 1956.

En el capítulo anterior se ha descrito un ligero cambio en la tasa de migración entre 1945 y 1956, concretamente de 1,70 a 1,75 ha/año respectivamente. La geomorfología en superficie tampoco ha



Figura 10.6. Ortofoto del año 1956 de la llanura aluvial del río Manzanares (sector M2). Detalle de las redes de pequeños canales de concentración de flujo en la superficie de la llanura. Estas redes acaban en zonas encharcadas al otro lado de los diques naturales o *levees*.

cambiado sustancialmente. El cambio más apreciable es la distribución de los nuevos depósitos de derrame y la aparición de zonas encharcadas o de drenaje deficiente. Precisamente en estas formas suelen desembocar a una densa red de pequeños canales, de entre 5 y 10 m de anchura, que se identifica mejor que en la fotografía aérea de 1945 (fig. 10.6). Se trata por tanto de canales de concentración de flujo superficial. La alta densidad de éstos puede indicar una alta concentración de finos en la superficie de la llanura, que dificulta la precolación del agua de inundación. Por otro lado, la transferencia de sedimento del cauce hacia la llanura mediante depósitos de derrame,

favorece la presencia de diques artificiales (*levees*) que a su vez dificultan el retorno del flujo de inundación al cauce y por tanto la formación de charcas (*backswamps*).

10.5.1.3. Fotointerpretación del río Manzanares en el año 1972

Entre 1956 y 1972 se produce en la llanura aluvial del Manzanares un cambio drástico derivado de la ocupación de ésta a manos del hombre. Prácticamente el 80% de la llanura ha sido transformada a zonas de pastoreo. Se observa claramente los límites de la parcelación, que llegan hasta las márgenes del río, ocupando incluso los depósitos de derrame. Esta rápida

ocupación de la llanura probablemente se deriva de la disminución de los caudales punta que supone en el inicio de la regulación de caudales a finales de los años 60, y que reduce también la proporción de carga sólida. El río aumenta la incisión del lecho y ocupa la llanura aluvial cada vez con menor frecuencia. De hecho, todavía se conserva el trazado de pequeños canales secundarios, pero en ninguno hay depósitos de derrame.

En el sector M1 además se ha ocupado parte de la margen derecha con escombreras y con zonas de cultivo. El acondicionamiento del terreno para el uso agrícola suele estar precedido de una nivelación de la pendiente y por tanto de una elevación de los bancos entorno al cauce. En la unión de los sectores M1 y M2 se sitúan las primeras escolleras y curiosamente parece que hay una reactivación de canales secundarios antiguos inmediatamente aguas abajo de esta zona. En M2 aún queda un canal secundario de crecida, asociado a la desembocadura del arroyo Culebro a través de la llanura aluvial, pero los depósitos de derrame prácticamente han desaparecido incluso en este sector.

En el sector M3, cerca de la confluencia con el río Jarama también se han reutilizado la parte interior de los arcos de meandro como zonas de cultivo.

10.5.1.4. Fotointerpretación del río Manzanares en el año 1983.

La ocupación de la llanura aluvial continúa desde aguas arriba hacia la desembocadura. Al final del sector M1, en el interior de un gran arco de meandro se construye la Depuradora Sur, protegida del río por diques y escolleras. Inmediatamente aguas arriba se desarrollan varias barras de punta y aumenta la sinuosidad del cauce. Aguas abajo, en el sector M2, ya no se identifican los trazados de canales secundarios de crecida, ni los depósitos de derrame. En cambio se observa el desarrollo de pequeñas barras de punta.

En este sector, al final de un tramo recto se produce un depósito de derrame de grandes dimensiones en la margen derecha. En esta posición en la margen izquierda se encuentra precisamente una zona de cultivo, elevada respecto a la llanura. Aguas abajo, en la zona de mayor sinuosidad del río, se registra un importante desarrollo de las barras de punta respecto a 1972, además de la reactivación de canales secundarios.

La acción combinada de la regulación de caudales y la construcción de escolleras, favorecen el incremento de velocidad del flujo en el cauce y su encajamiento en la llanura. Sin embargo, al mismo tiempo se registra el mayor aumento de la tasa de migración anual, entre 1972 y 1983, debido precisamente a esa concentración del flujo de las crecidas

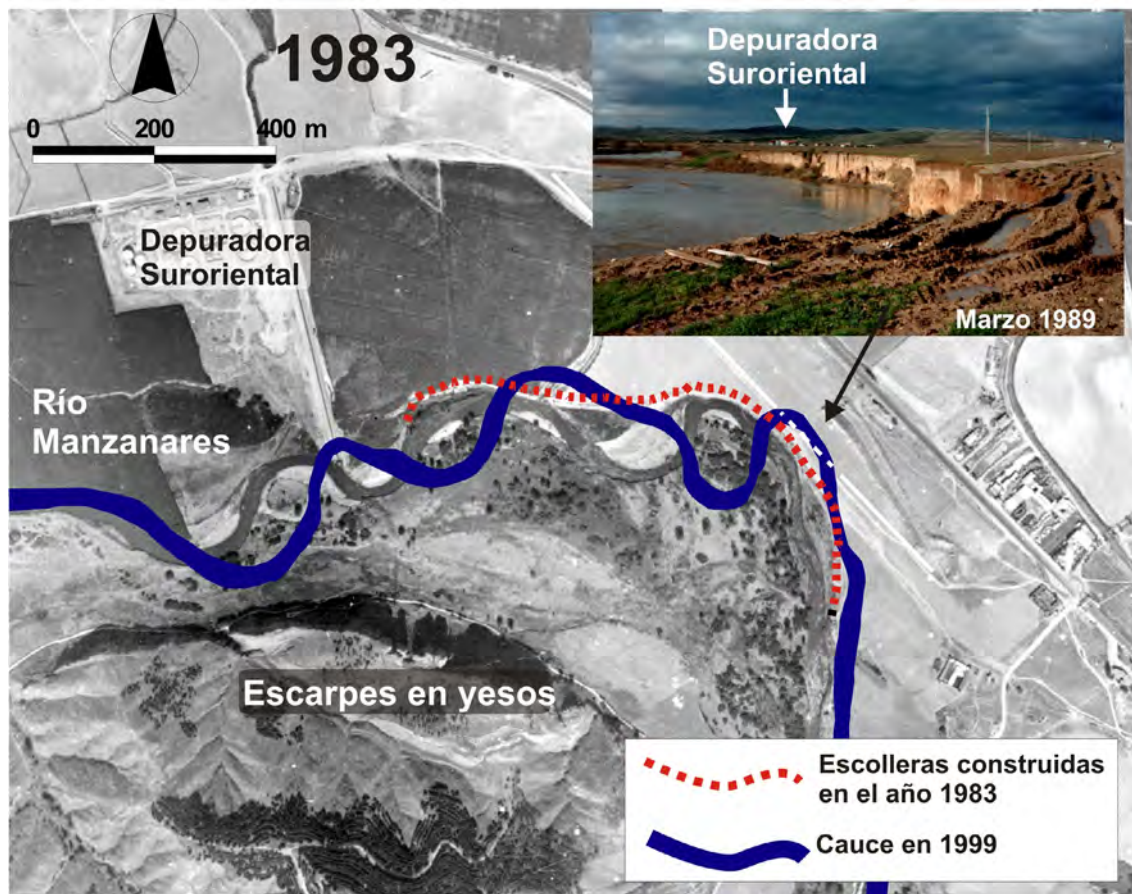


Figura 10.7. Proyección sobre la ortofoto del río Manzanares en el año 1983 de las escolleras construidas en este tramo y del trazado en 1999. Detalle de la migración lateral de un arco de meandro del río Manzanares, que produjo la rotura de un tramo de escolleras colocadas antes de 1983.

entorno al cauce.

hidrológicos 1986-87 y 1988-89.

10.5.1.5. Fotointerpretación del río Manzanares en el año 1999.

Entre 1983 y 1999 se acentúan aún más los procesos explicados anteriormente. Se registran dos estrangulamientos y una importante migración lateral de los tramos sinuosos en los sectores M2 y M3. En ocasiones los meandros han roto las escolleras de 1983 y han erosionado el escarpe de la última terraza (fig. 10.7). Parece que estos cambios tienen que ver con el aumento de caudales en los años

Después de esta fase importante de migración lateral se construyen unos 25 km de escolleras en ambas márgenes del río, que limitan totalmente el cambio lateral del río y favorecen aún más la incisión del lecho. En ocasiones estas escolleras se disponen convergentes aguas abajo, provocando un efecto embudo durante el periodo de caudales altos.

10.5.1.6 Fotointerpretación del río Manzanares en el año 2004

Entre 1999 y 2004 no se registra ningún cambio en el cauce ni en la llanura aluvial del río Manzanares.

10.5.1.7. Conclusiones parciales:

- En 1945 el Manzanares es un río de carga arenosa y con un cauce muy somero respecto a su llanura, lo que favorece la inundación de la totalidad de ésta durante eventos de crecida.
- Prevalece la acreción vertical, con el desarrollo de lóbulos de derrame y diques naturales, que dificultan el retorno del caudal de inundación. Este caudal se organiza en una densa red de concentración de flujo que en numerosas ocasiones acaban en charcas (*backswamp*).
- En los tramos de menor sinuosidad, donde además la llanura aluvial es más estrecha, hay varios canales secundarios de crecida, paralelos al cauce principal. Al menos durante los eventos de inundación el río podría configurar un patrón de tipo entrelazado.
- La construcción de presas en cabecera, a finales de los años 60, favorece la incisión del cauce y con ello se inicia una transformación completa de la dinámica fluvial y los usos en la llanura aluvial. La dinámica de inundación y acreción vertical es reemplazada por una dinámica de erosión y migración lateral.

- Este cambio en la dinámica fluvial permite un importante cambio de usos en la llanura de inundación. Entre 1956 y 1972, la mayor parte de llanura se convierte en zona de pastoreo.
- A partir de 1972 aumenta la tasa de migración lateral y los procesos fluviales entorno a un cauce cada vez más encajado en la llanura.
- A medida que el río está más encajado la zona de pasto es sustituida por agricultura de regadío, especialmente hacia la confluencia con el Jarama.
- A partir de 1999, la construcción de escolleras en el 90% de las márgenes del río ha favorecido aún más la incisión del lecho y ha limitado completamente la capacidad de cambio del río.

10.5.2. Jarama

10.5.2.1. Descripción y análisis de los resultados

En la evolución reciente de la llanura aluvial del río Jarama interaccionan tres grandes elementos, la llanura activa o directamente relacionada con la dinámica fluvial (representada por el cauce, barras, etc.), el uso agrícola del suelo y la minería de áridos. Así, el área que representa a la llanura activa, véase cauce, barras, etc., disminuye progresivamente dejando paso en primer lugar a la agricultura de regadío (entre 1945 y 1972) y más tarde a las extracción de áridos (entre 1972-2004) (fig. 10.8). En detalle es un proceso complejo

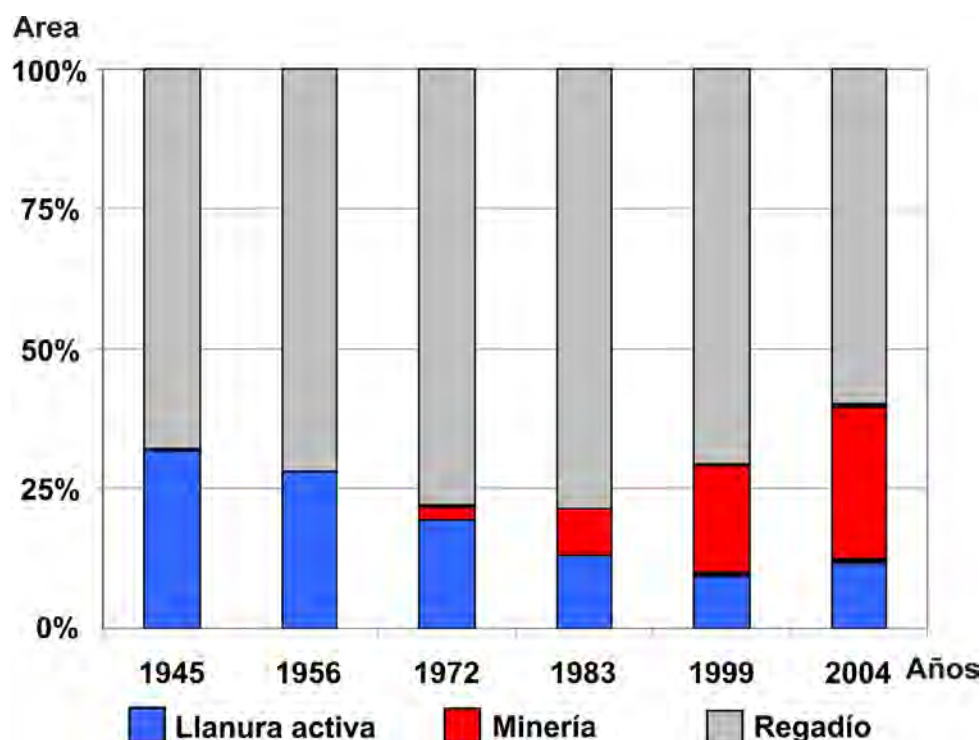


Figura 10.8. Variación del área ocupada por la llanura activa, minería y regadío en la llanura aluvial del río Jarama. Los valores están recalculados al 100%

porque depende no sólo de la variación del área sino también de la distribución espacial de ésta.

Con anterioridad a 1972 la evolución de los cambios registrados en el río Jarama se entienden en el contexto de los ciclos geomorfológicos **3** y **4**, definidos en el Capítulo 8, apartado 8.3.1.a. Junto a estos ciclos se han considerado también el registro de inundaciones históricas (Capítulo 5, apartado 5.2), la capacidad potencial acumulada de los embalses (Capítulo 5, apartado 5.4), la longitud total del río (Capítulo 8, apartado 8.4.2), la variación de la tasa de migración anual y la longitud de las escolleras, (Capítulo 9, apartado 9.4.2.1). En cuanto a los resultados obtenidos en este Capítulo,

se ha proyectado la variación del área ocupada por los canales secundarios, barras activas, depósitos de derrame y barras vegetadas por un lado y por otro el área total ocupada por la minería, dividida en activa, abandonada y restaurada (fig. 9).

Para exponer los resultados se utilizará un extracto de la cartografía, precisamente en uno de los tramos con mayor proporción de cambio, entre San Martín de la Vega y Titulcia en el sector J6.

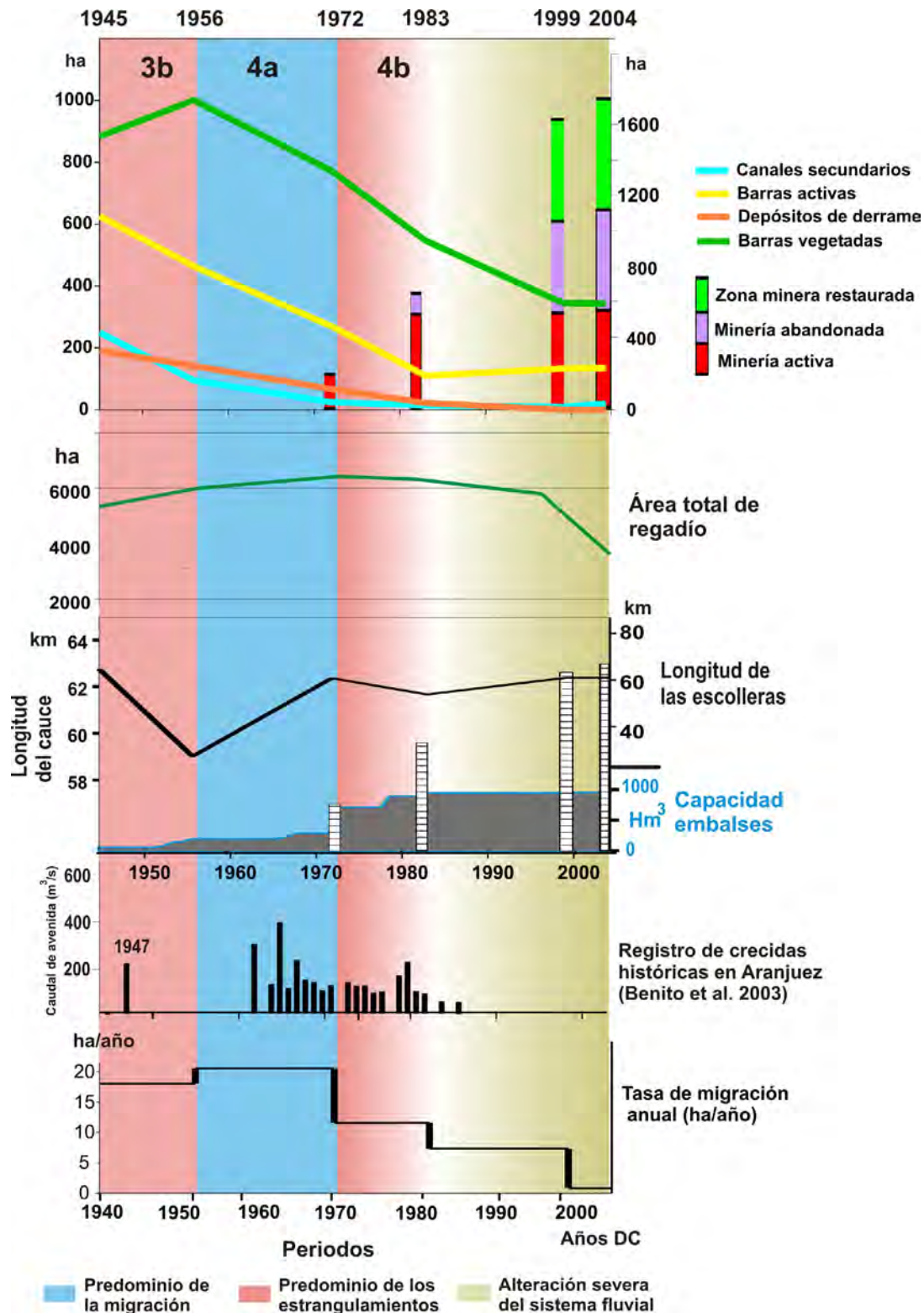


Figura 10.9. Llanura aluvial del río Jarama. Proyección conjunta de datos obtenidos en otros capítulos en el análisis de las llanuras aluviales en 2D. De arriba a abajo: 1) (líneas) variación del área de los canales secundarios de crecida, barras activas, depósitos de derrame y barras vegetadas, y (barras) incremento del área ocupada por la minería en la llanura aluvial, dividida en minería activa, abandonada y restaurada. En fondo azul los periodos de tipo a o migración y en rojo los de tipo b o estrangulamiento.

10.5.2.2. Fotointerpretación del río Jarama en el año 1945.

En el año 1945 la regulación de caudales en la cabecera del río Jarama, con un volumen de retención teórico de sólo un 7%, respecto a la capacidad actual es casi inexistente. Prácticamente se puede considerar que la geomorfología fluvial se ha desarrollado en condiciones naturales, al menos a corto plazo.

En 1945 se distinguen tres escalones en la llanura aluvial. En el más alto y antiguo, los depósitos de decantación son dominantes y de mayor espesor y no permiten identificar otros sedimentos de carácter tractivo, como cicatrices de acreción, canales abandonados, barras, etc. Aprovechando el mayor desarrollo edáfico se instala una agricultura intensiva de regadío. Esta zona se ha denominado como **llanura pre-histórica**, ya que tampoco tenemos evidencias históricas de su evolución. En cambio el siguiente escalón está bien relacionado con las márgenes del río en 1877, representadas en estos mapas como zonas de “erial”. En la ortofoto de 1945 se aprecian los rasgos de actividad fluvial que bien podrían estar relacionados con el trazado del río entorno a 1877. También está ocupada por un uso agrícola, lo que puede indicar una frecuencia relativamente baja de ocupación por el río durante eventos de inundación. Se denomina **llanura histórica**. Encajada en esta última se

desarrolla la **llanura activa**, donde se identifican todos los elementos fluviales asociados a la actividad fluvial reciente, como canales, barras, etc. (fig. 10.10). Este escalonamiento de la llanura podría indicar una tendencia natural del río Jarama a la incisión.

En general la anchura de la **zona activa**, aumenta aguas abajo. El análisis en detalle muestra que en los tramos rectos no supera los 150 m y en los sinuosos puede llegar a medir más de 700 m de anchura.

El año 1945 corresponde, según los ciclos geomorfológicos definidos en el Capítulo 8, al final de un periodo de tipo **a**, de migración lateral. En la ortofoto del año 1945, esta situación se ve reflejada en una importante proporción de barras de acreción lateral y canales secundarios de crecida. En las zonas de mayor anchura se pueden diferenciar varias generaciones de barras de punta cuyos surcos son aprovechados por los canales secundarios de crecida. Los depósitos de derrame siempre se disponen en dirección aguas abajo, de forma alargada, aprovechando los surcos de las barras de punta. Habitualmente rellenan estos surcos ocultando las cicatrices de acreción lateral. En las barras vegetadas los surcos y crestas están muy bien marcados por la vegetación. Prácticamente no se ha observado que estos depósitos invadan los meandros abandonados.

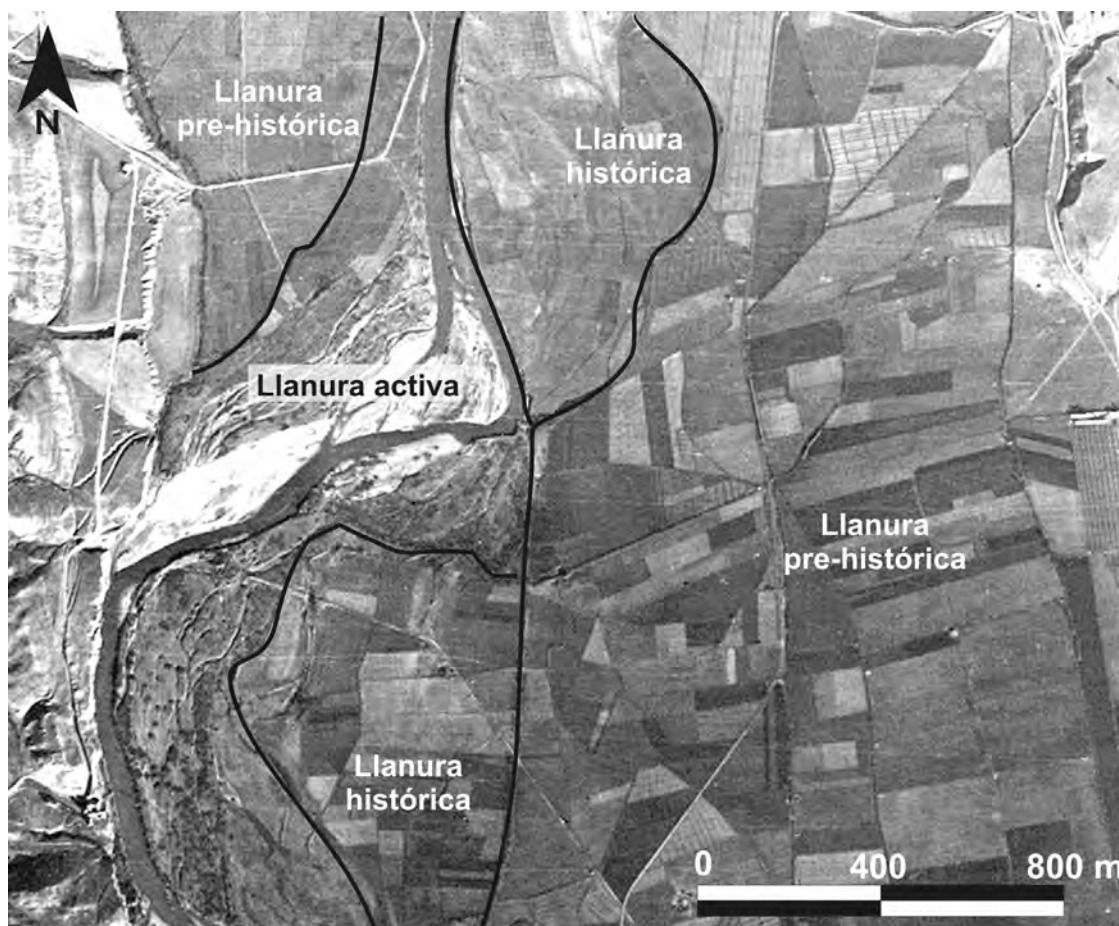


Figura 10.10. Ortofoto de la llanura aluvial del río Jarama en el año 1945 en Mejorada del Campo. Límites de las 3 grandes zonas diferenciadas en la llanura: Llanura holocena, llanura histórica y llanura activa.

En los tramos de baja sinuosidad o intermedios las barras activas y vegetadas suelen ser estrechas y alargadas, en forma de huso. Casi nunca hay canales secundarios ni depósitos de derrame. En los tramos rectos la presencia de depósitos laterales es casi anecdótica.

El conjunto de los rasgos geomorfológicos parece indicar que la actividad fluvial se concentra entorno al cauce, en la **llanura activa** (fig. 10.11). Es más, dentro de ésta, la dinámica fluvial es mucho más intensa en los tramos sinuosos

mientras que los intermedios y más aún los rectos actúan simplemente como sectores de transferencia de masa y energía (caudal líquido y sólido). Este hecho parece coincidir con los resultados obtenidos en el análisis de la migración del cauce (Capítulo 9), que indicaban los valores máximos de migración en los tramos sinuosos mientras que los intermedios y rectos se mantenían estables en el tiempo. Por otro lado la ausencia de depósitos de derrame y canales secundarios en las zonas de la llanura aluvial más estables, **llanura histórica** y **llanura pre-histórica**, puede reforzar el modelo de dinámica

fluvial planteado en el Capítulo 8, apartado 8.3.2.d, donde el caudal de inundación se concentra entorno a la **llanura activa**.

10.5.2.3. Fotointerpretación del río Jarama en el año 1956

En el año 1956 la regulación de caudales, con el cierre del embalse de

Riosequillo, en el río Lozoya, ha aumentado hasta los 212 hm³, lo que constituye un 21% de la regulación actual. Las consecuencias exactas de esta regulación son difíciles de precisar, y menos aún en el mismo año de la terminación de la presa. Sin embargo es muy posible que el sistema fluvial se vea afectado por la reducción de caudales punta y de caudales sólidos.

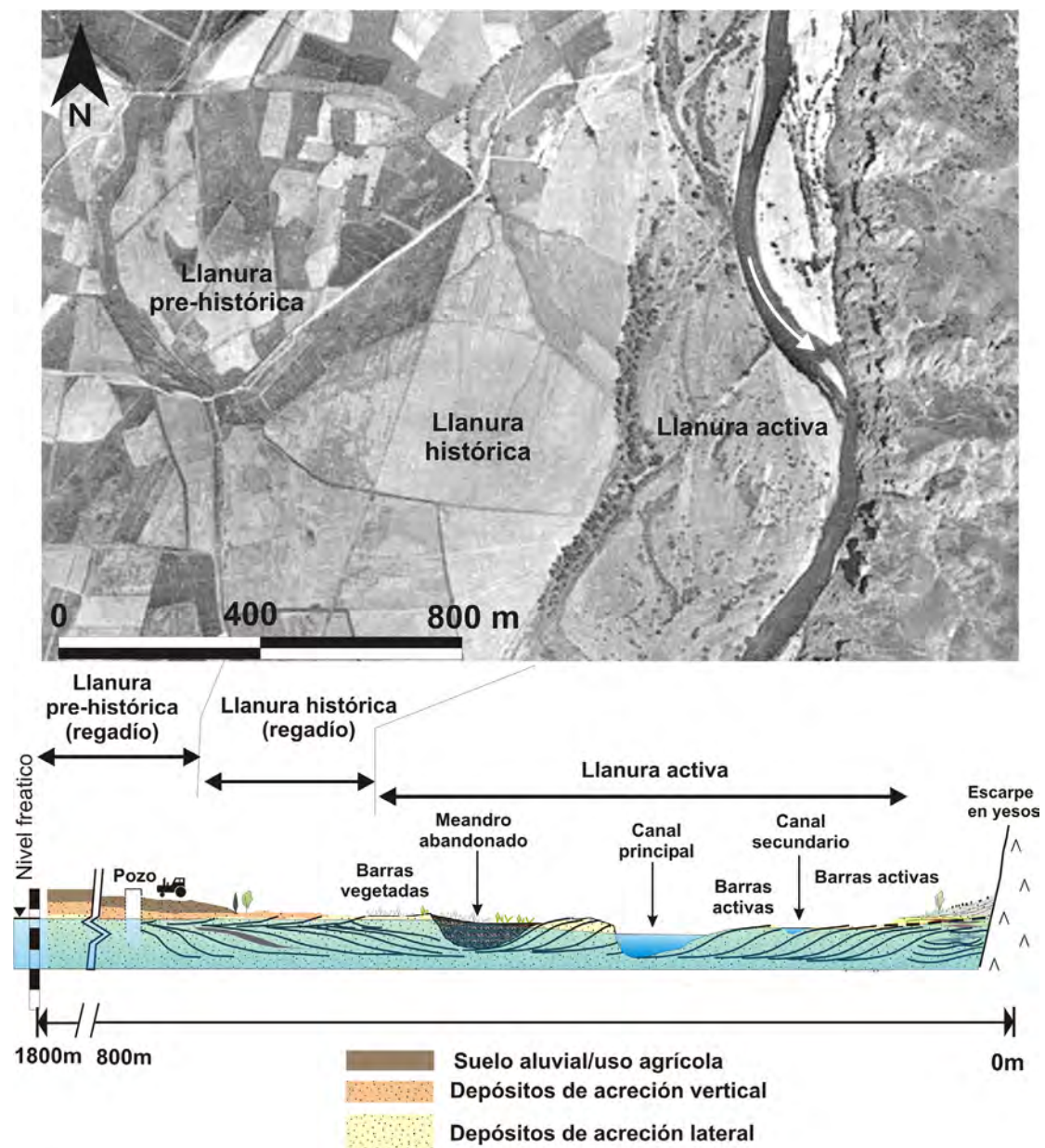


Figura 10.11. Ortofoto de la llanura aluvial del río Jarama en el año 1945 en Titulcia. Abajo interpretación esquemática del perfil de la llanura aluvial. Sin escala vertical.

Entre los años 1945 y 1956 se desarrolla un periodo de tipo **b**, o de ajuste por estrangulamientos. Concretamente se registran 14 en el río Jarama en la zona de estudio y también una reducción importante en la migración total del cauce. Aguas abajo de la confluencia con el Manzanares se observa una gran cantidad

de depósitos de derrame, con formas alargadas que se adaptan a las cicatrices de acreción lateral. También aparecen estos depósitos rellenando meandros abandonados.

Este periodo también ha supuesto una serie de cambios en la geomorfología y en los usos del suelo de la llanura. En

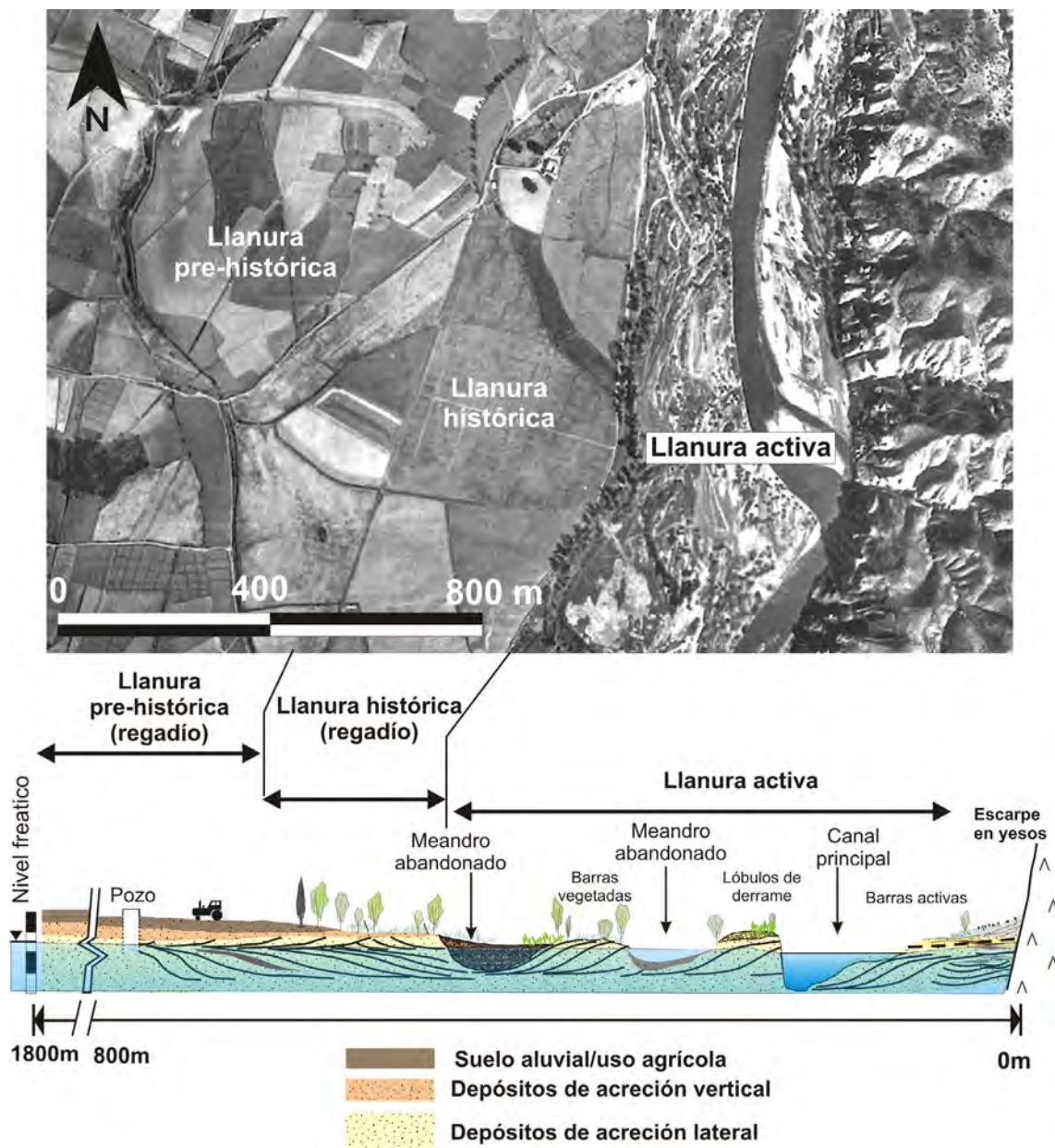


Figura 10.12. Ortofoto de la llanura aluvial del río Jarama en el año 1956 en Titulcia. Abajo interpretación esquemática del perfil de la llanura aluvial. Sin escala vertical.

primer lugar el área destinada al uso agrícola aumenta a 450 ha. Respecto a 1945, el 45% de esta nueva zona agrícola se sitúa sobre barras vegetadas, el 26% sobre meandros abandonados y el 10% sobre barras activas. Por otro lado el área de las barras vegetadas aumenta 118 ha, de las cuales el 50% eran barras activas en 1945 y el 20 % canales

secundarios de crecida. Es decir, además del ajuste por estrangulamiento, se ha producido la incisión del lecho, lo que explicaría la estabilización de las barras, el abandono de canales secundarios. También un encajamiento del cauce en la llanura supondría una mayor facilidad para transformar en uso agrícola zonas

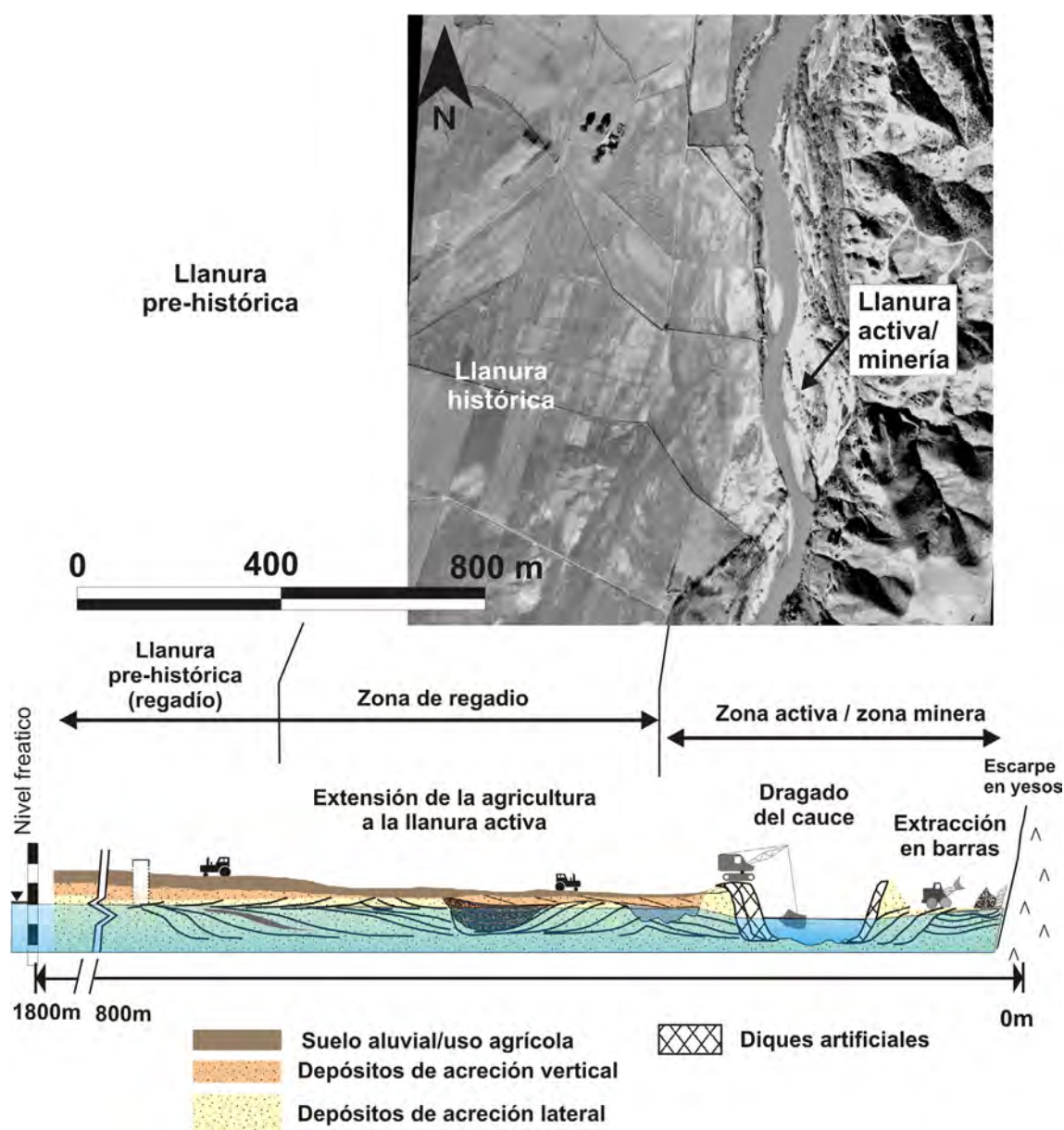


Figura 10.13. Ortofoto de la llanura aluvial del río Jarama en el año 1972 en Titulcia. Abajo interpretación esquemática del perfil de la llanura aluvial. Sin escala vertical.

cercanas al cauce (fig. 10.12).

10.5.2.4. Fotointerpretación del río Jarama en el año 1972

Hasta el año 1971 la capacidad potencial de embalsado en las presas de cabecera del río Jarama y sus afluentes es de 302 hm³, o lo que es lo mismo un 30% de la capacidad actual. Es decir, en 15 años (1956-1971) sólo ha aumentado un 10 % (fig. 10.9). La fotografía aérea en la que se basa esta descripción fue realizada en 1972, el mismo año de la terminación de la presa de El Atazar, que incrementa el volumen potencial de embalsado hasta el 73%. Luego la imagen todavía no refleja completamente los efectos de la regulación severa de caudales en cabecera, de hecho, parece que el río Jarama todavía tiene capacidad para desarrollar un nuevo ciclo geomorfológico, el número 4.

Entre 1956 y 1972 se desarrolla el periodo de migración, **4a**. Como se ha visto en el capítulo anterior, la tasa de migración aumenta respecto al periodo anterior (1945-56) y la longitud del cauce aumenta más de 3 km hasta recuperar casi los 63 km. Estos cambios implican, a priori, un aumento de la zona activa del río, al menos de las barras laterales. Sin embargo, todas las unidades geomorfológicas han disminuido, especialmente las barras. Probablemente la regulación de caudales e inicio de la minería, en una proporción relativamente baja, es suficiente para alterar el sistema fluvial. Concretamente se reduce la carga

de fondo y con ello la incisión del cauce. La llanura de inundación es relativamente más segura frente a inundaciones lo que facilita la expansión de la agricultura y la instalación de graveras junto al cauce (fig. 10.13). De hecho, según la combinación de cartografías, la agricultura ha aumentado en 454 ha, de las cuales más de el 50 % lo ha hecho sobre barras vegetadas (fig. 10.14). Por otro lado, la minería ha pasado de 10 ha en 1956 a 229 ha en 1972, de las cuales el 63% ha ocupado la zona activa del río Jarama y el resto se ha extendido en zonas de regadío, (fig. 10.14). En este caso hay que tener en cuenta que principalmente se trata de minería entorno al cauce, que aumenta aún más el encajamiento del río mediante el dragado del fondo. A este proceso se suma la construcción de 19.000 m de escolleras por las graveras, en las márgenes externas de los meandros. En este sentido, es importante señalar que hasta ahora sólo se habían identificado huecos mineros en la terraza compleja entorno a Arganda, 20 ha en 1945 y 30 en 1956. (Tan sólo un hueco de 2,3 ha en el sector J5, El Tamadizo, en 1956). Este dato también apoya la idea de que hasta finales de los años 60, la llanura aluvial no es un lugar seguro para instalar una gravera. A partir de 1972 el área ocupada por graveras en la llanura aluvial es mayor que en las terrazas pleistocenas.

Respecto al desarrollo de la minería, aparecen por vez primera zonas de

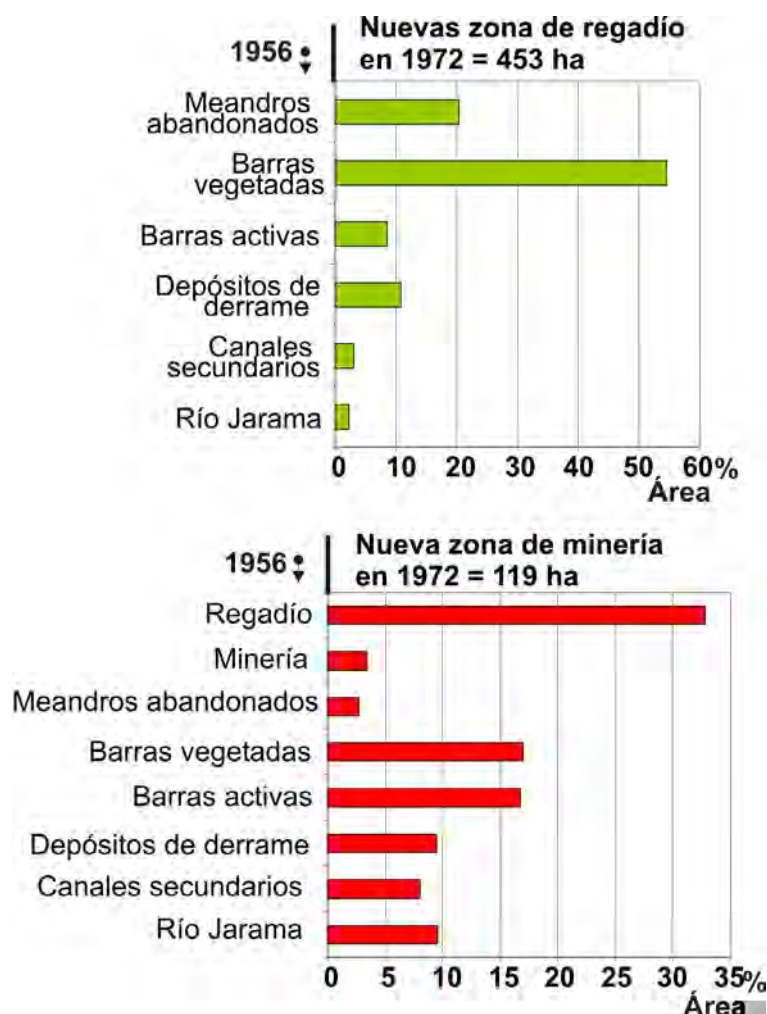


Figura 10.14. Arriba, unidades morfosedimentarias y superficie (%) sobre las que se apoyan los nuevos usos de regadío entre 1956 y 1972 en la llanura aluvial del río Jarama. Abajo, ídem para la minería entre los años 1956 y 1972.

tratamiento, acumulaciones de árido procesado, balsas de decantación de lodos, escombreras y huecos mineros bajo lámina de agua abandonados. Son los primeros signos de una producción con excedentes, tanto del árido como del material estéril. Se cartografiaban por vez primera zonas claramente abandonadas, en total 20 hectáreas.

10.5.2.5. Fotointerpretación del río Jarama en el año 1983

En 1983 se ha establecido, en el Capítulo 8, apartado 8.3.1.a como el inicio de un periodo de estrangulamiento (4b). En el anterior periodo de estrangulamiento, (3b, 1945-56), observamos una reducción de la migración lateral, el encajamiento del cauce y el estrangulamiento de 14 arcos de meandro. Sin embargo en 1983 es muy difícil que se desencadenen procesos y ajustes de índole similar. En primer lugar la regulación de caudales alcanza los 961 hm³, lo que representa el 96% de la capacidad de regulación actual. Los

eventos de inundación prácticamente desaparecen a partir de los años 80 (fig. 10.9). Las escolleras, que han pasado de 19 a 43 km de longitud se disponen sobre todo en los tramos sinuosos. Por último, la minería entorno al cauce ha alcanzado su máximo. Prácticamente no hay un solo tramo del río que no haya sido dragado o afectado por la minería. Toda esta

intervención provoca cambios en el cauce que son convergentes con los ajustes naturales observados en los periodos anteriores de estrangulamiento, como son la reducción de la migración lateral y el encajamiento del cauce. Sólo se registra un estrangulamiento, en el sector J7, en un tramo sin escolleras y en un arco de meandro con un índice de sinuosidad de

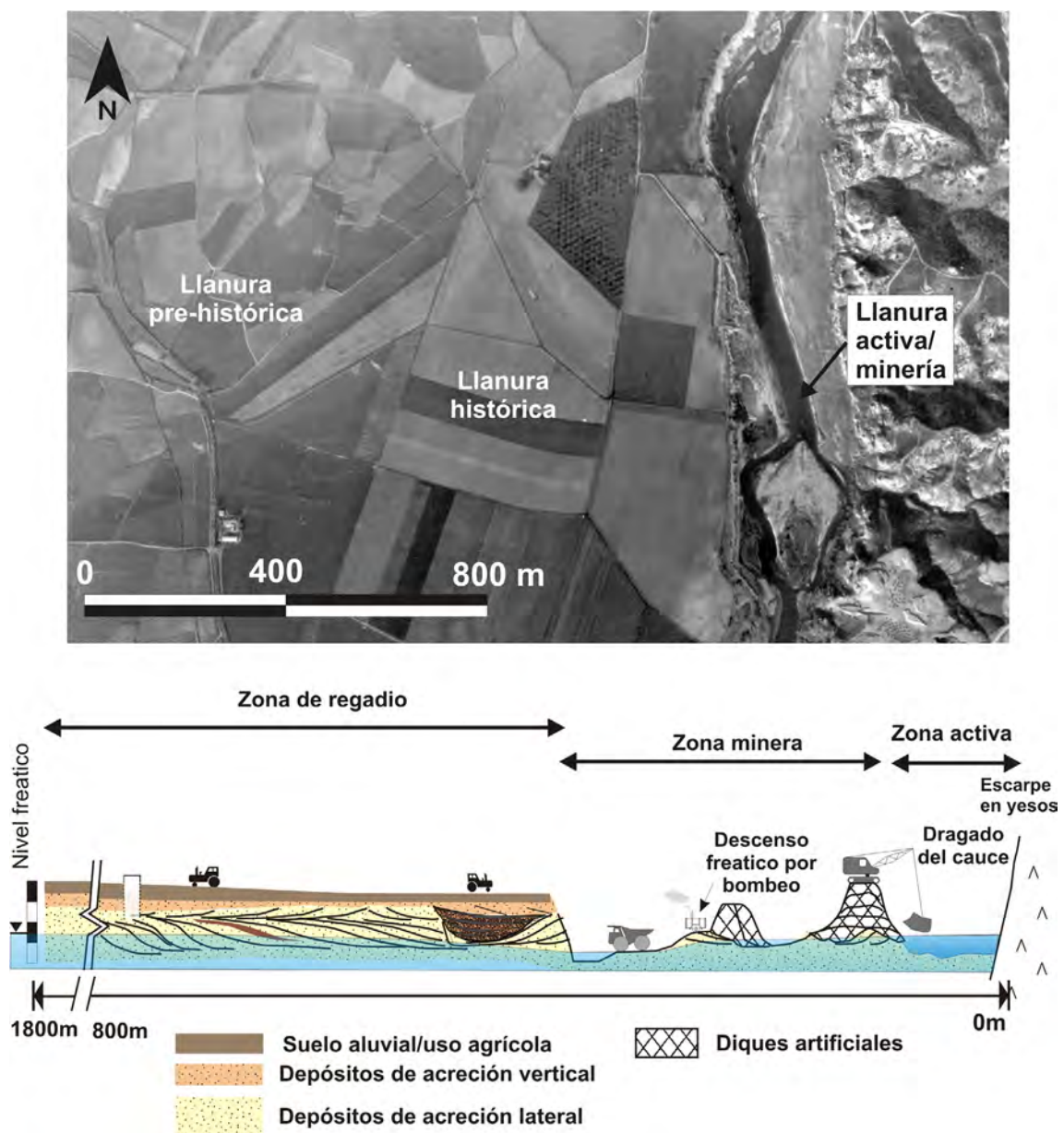


Figura 10.15. Ortofoto de la llanura aluvial del río Jarama en el año 1983 en Titulcia. Abajo interpretación esquemática del perfil de la llanura aluvial. Sin escala vertical.



Figura 10.16. Ortofoto de la llanura aluvial del río Jarama en el año 1983 al sur de Titulcia. Aspecto de un tramo fluvial sometido a un intenso dragado de su cauce. Los espigones se construyen hacia el centro del cauce para dar más alcance a las dragalinas.

2.2.

Los canales secundarios de crecida y los depósitos de derrame prácticamente han desaparecido. En cuanto a la zona de la llanura aluvial donde se podían identificar las cicatrices de acreción lateral, barras, etc, conocida como “llanura histórica”, en 1983 está completamente uniformizada y nivelada por la actividad agrícola (fig. 10.15).

En la fotografía aérea del año 1983 se aprecia perfectamente el dragado del cauce. En algunos tramos el cauce aumenta su anchura hasta 4 veces

debido a la inundación de los huecos mineros aledaños. También se distingue la construcción de malecones hacia el centro del río para dar un mayor alcance a las dragalinas (fig. 10.16). La intensidad del dragado en algunos tramos del río Jarama es tal, que es difícil reconocer los límites entre el cauce y los huecos mineros bajo lámina de agua (por ejemplo en el sector J2, El Piul, o en el sector J7, Las Moreras).

Entre 1972 y 1983 la agricultura sigue ocupando zonas de barras vegetadas, sobre todo en los sectores J2, J4 y J7, sin embargo pierde protagonismo frente a la

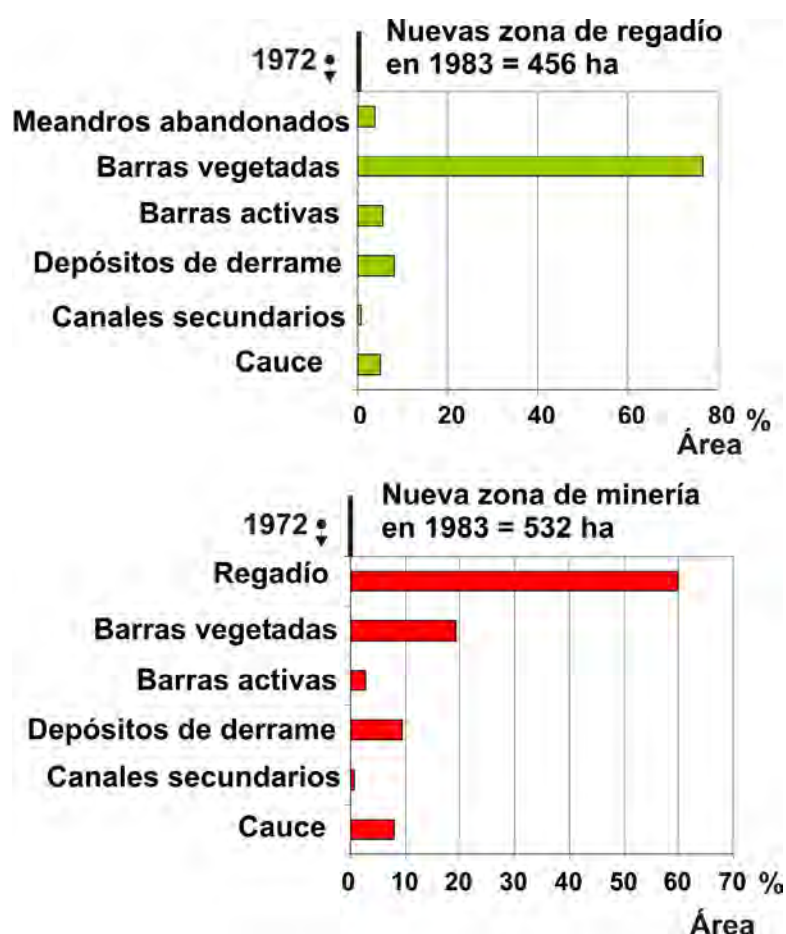


Figura 10.17. Arriba, unidades morfosedimentarias y superficie (%) sobre las que se apoyan los nuevos usos de regadío entre 1972 y 1983 en la llanura aluvial del río Jarama. Abajo, ídem para la minería entre los años 1972 y 1983.

minería, cuya la extensión se triplica hasta alcanzar las 665 ha. El análisis cuantitativo indica que la tendencia de la agricultura a ocupar barras vegetadas es aún mayor que en 1972. Concretamente el 77% de las nuevas zonas destinadas al regadío se sitúa sobre barras vegetadas (fig. 10.17). En cuanto a la minería, un 60% de esas 665 ha, se disponen sobre zonas de regadío, un 20% sobre barras vegetadas y otro 20% en el resto de la zona activa. La minería practicada entorno al cauce sigue siendo muy importante aunque es ya

superada en extensión por aquella llevada a cabo en plena llanura aluvial. Esta última se extiende sobre todo en los sectores J3 y J4, más próximos a la principal vía de comunicación con la ciudad de Madrid, la carretera nacional A-3.

Esta transformación de la llanura aluvial tiene consecuencias importantes en la dinámica fluvial del río Jarama. Hay que destacar sobre todo la reducción severa del área inundable, que convierte al río Jarama en un río muy inestable a pesar

de la intensa regulación en cabecera. Tiene un mayor número de tramos rectos y escolleras desigualmente repartidas. En periodos de caudales altos o incluso de canal lleno, el flujo será más rápido y con tendencia a ocupar las zonas que no están protegidas por escolleras. También supone un riesgo la presencia de huecos mineros de hasta 15 m de profundidad a una distancia inferior a 50 m del río (p.e. El Campillo en J3 y El Porcal en J4)

10.5.2.6. Fotointerpretación del río Jarama en el año 1999

En los 15 años que separan las fotografías aéreas de 1983 y 1999 el único cambio que se observa en el río Jarama es un aumento de la longitud en 714m, pasando de 61.705m a 62.419m. De la comparación entre las dos cartografías se deduce que este cambio responde

a pequeñas migraciones del cauce en el sector J7, entre "El Combo" en Ciempozuelos y "El Tomillar" (Titulcia).

La longitud de las escolleras aumenta otros 28 km, pero no todas están asociadas a la actividad minera. Aparecen unas nuevas, construidas como en el río Manzanares con bloques de caliza y forman parte del llamado Plan Cauce: Protección y restauración de la márgenes del río Jarama, dirigido por la Consejería de Medio Ambiente de la Comunidad de Madrid (fig. 10.18).

El área total de las barras activas se mantiene aunque parece que aumenta el número de barras centrales. El área ocupada por las barras vegetadas disminuye, de 546 ha a 344 ha. El río se encuentra en un claro proceso de encajamiento y sin apenas capacidad para cambiar. La inestabilidad del cauce

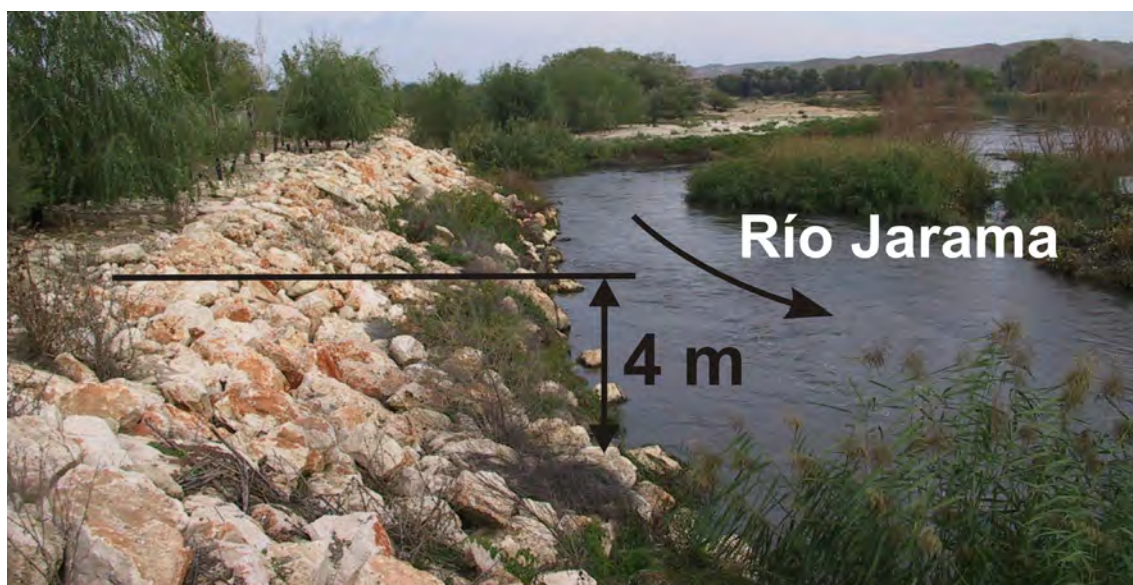


Figura 10.18. Escolleras construidas en la margen externa de un meandro del río Jarama aguas abajo de Titulcia, por el Plan Cauce: Protección y restauración de la márgenes del río Jarama, dirigido por la Consejería de Medio Ambiente de la Comunidad de Madrid.

se hace patente durante los periodos de caudales altos. Durante éstos el río trata de ocupar la llanura de inundación en aquellos lugares donde no hay escolleras o bien éstas ceden, la inundación es más violenta y prolongada (fig. 10.19). En otros casos, las escolleras de bloques, mucho más efectivas, son capaces de desviar el flujo y provocar migraciones laterales aguas arriba, como ocurre en la desembocadura del río Tajuña, que entre 1983 y 1999 ha retrocedido más de 150m (fig. 10.20) (Uribelarrea et al., 2004a y 2004b). La inestabilidad del sistema durante los eventos de avenida, ha sido estudiada con detalle en este río, entre Talamanca del Jarama y Arganda (Garzón et al., 1990; Fernández García et al., 1993; Garzón y Alonso, 1995; Alonso y Garzón,

1997).

El análisis cuantitativo de las cartografías entre 1983 y 1999, indica que la agricultura se instala sobre todo en barras vegetadas y que la minería ocupa tanto zonas de regadío como barras vegetadas (fig. 10.21).

Aparece un nuevo uso del terreno que corresponden con la restauración de los terrenos afectados por la minería. La mayor proporción de la zona minera restaurada se extiende en zonas que en 1983 eran de regadío. Es decir, entre los años 1983 y 1999, 146 ha de regadío han sido ocupadas por la minería y restauradas de nuevo para un uso de regadío.

Además de la restauración como tierras de regadío, se han identificado en la



Figura 10.19. Rotura de escolleras e inundación de huecos mineros abandonados en la llanura aluvial del río Jarama.



Figura 10.20. Evolución de la confluencia de los ríos Jarama y Tajuña, Titulcia, entre los años 1945 y 1999.

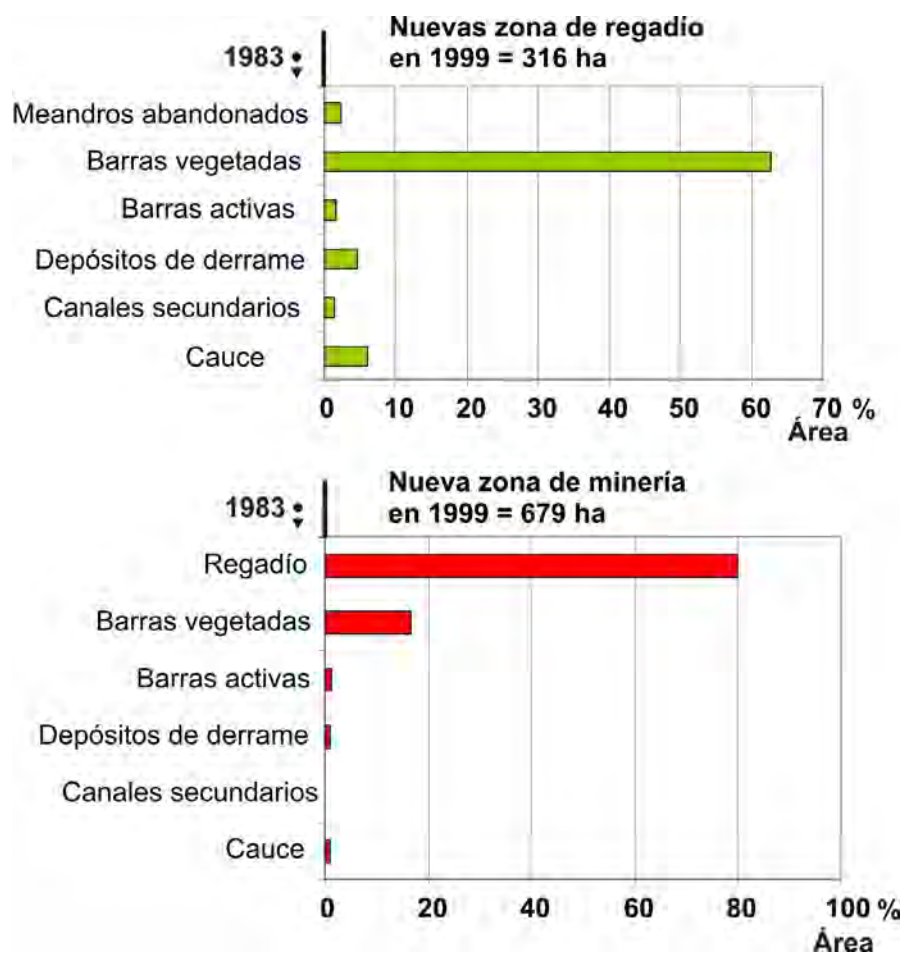


Figura 10.21. Arriba, unidades morfosedimentarias y superficie (%) sobre las que se apoyan los nuevos usos de regadío entre 1983 y 1999 en la llanura aluvial del río Jarama. Abajo, ídem para la minería entre los años 1983 y 1999.

zona de estudio otros tipos como agrícola de secano, suelo urbano, reforestación, recreativo, pasto y relleno de escombros (ver tabla 10.2 en Anexo II).

cambio en el río Jarama, ni en sus barras activas y vegetadas. La longitud de las escolleras ha aumentado 3.314 m y el área ocupada por la minería en la llanura aluvial aumenta 107 ha sobre zonas de regadío

10.5.2.7 Fotointerpretación del río Jarama en el año 2004

Respecto al año 1999, no hay ningún

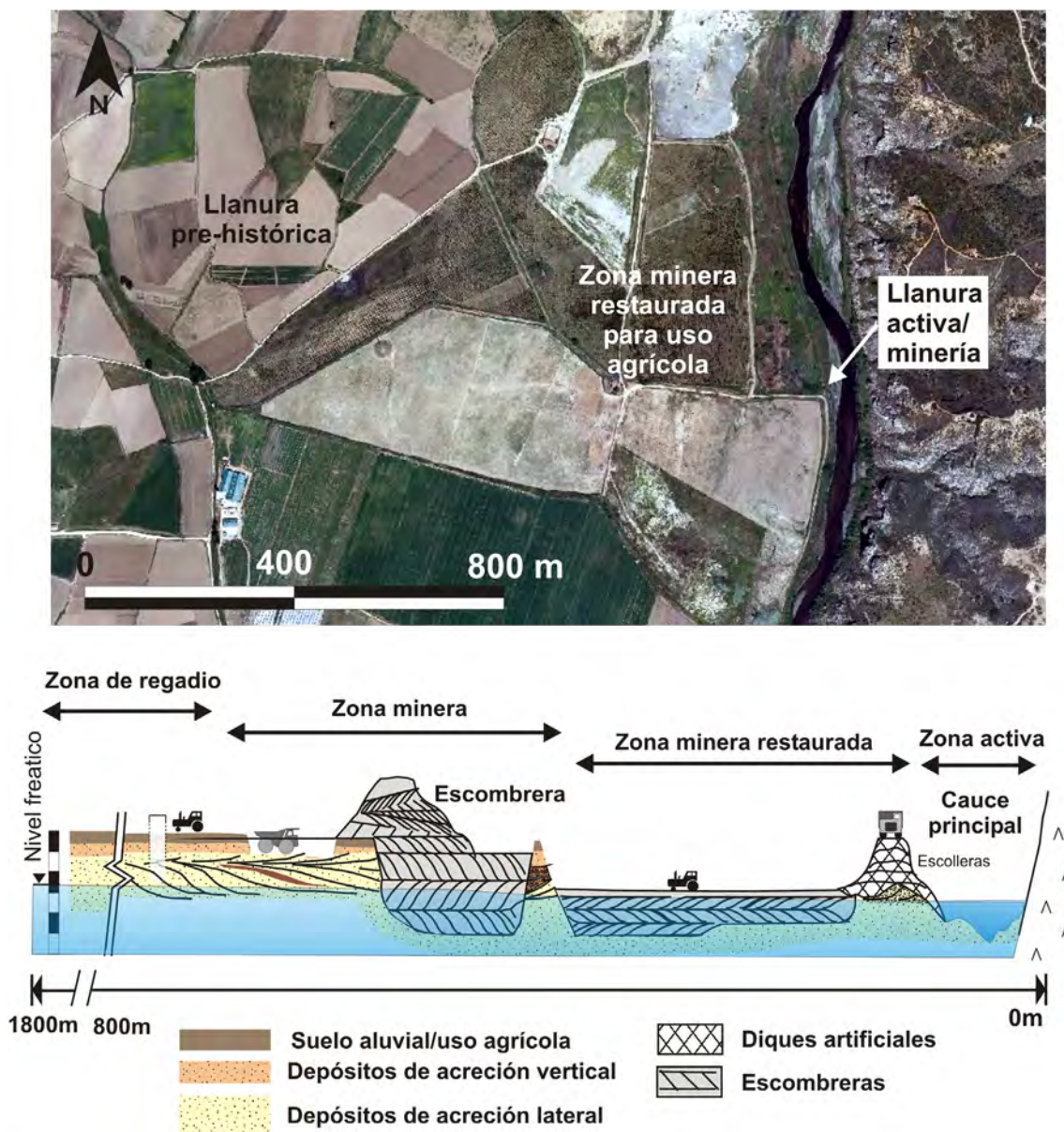


Figura 10.22. Ortofoto de la llanura aluvial del río Jarama en el año 2004 en Titulcia. Abajo interpretación esquemática del perfil de la llanura aluvial. Sin escala vertical.

(fig. 10.22).

10.5.2.8 Conclusiones parciales:

- En 1945, en condiciones relativamente cercanas a una situación natural, se distinguen tres niveles escalonados en la llanura aluvial: llanura activa, llanura histórica y llanura pre-histórica. Es decir, existe una tendencia a la incisión escalonada de la llanura aluvial durante el Holoceno reciente.
- Durante el periodo **3b** (1945-1956), además de los ajustes por estrangulamiento buena parte de las barras activas se estabilizan y disminuye la proporción de canales secundarios y depósitos de derrame. Parece que la tendencia al encajamiento continúa.
- Entre 1956 y 1972 el cauce del río Jarama se ajusta al periodo de migración **4a** (1956-1972). Sin embargo disminuye el área ocupada por barras, depósitos y canales secundarios. La razón se debe a la expansión de la agricultura sobre las barras vegetadas y de la minería sobre las activas. Probablemente una regulación de caudales e inicio de la minería, en una proporción relativamente baja, es suficiente para alterar el sistema fluvial y provocar la incisión del cauce, los que facilita la expansión de la agricultura y la instalación de graveras junto al cauce.
- A partir de 1972 la acción combinada de la regulación de caudales y la minería

entorno al cauce desencadenan una profunda transformación de la llanura aluvial. El radio de acción del río Jarama es sensiblemente menor, la zona activa más estrecha y el cauce está más encajado en la llanura. Como consecuencia la agricultura ocupa las barras vegetadas (abandonadas). La minería, que en un principio actúa entorno a los cauces, se extiende a otras zonas de la llanura aluvial.

- En la actualidad el río es muy inestable durante los periodos de caudales altos. Durante estos eventos se inunda la llanura aluvial inundando huecos mineros y provocando erosiones aguas abajo. Localmente se ha tratado de solucionar este problema colocando nuevas escolleras en las márgenes externas.

10.5.3. Tajo

La evolución reciente de la llanura aluvial del río Tajo es relativamente sencilla. En los análisis realizados en la geometría de los arcos de meandro (Capítulo 8) y la dinámica de los cauces (Capítulo 9), se ha visto que el río Tajo mantiene una tendencia a la estabilización de su cauce desde 1877 y especialmente desde 1945. No obstante, el análisis de la llanura aluvial, que comienza en 1945, aporta una información básica para conocer en detalle la dinámica de este río. En este caso también se practica la minería de áridos entorno al cauce y en

la llanura aluvial, pero representa una extensión menor, (fig. 10.23).

Para exponer los resultados de este análisis, se han agrupado los siguientes datos de capítulos anteriores: 1) la capacidad potencial de las presas en cabecera (Capítulo 5, apartado 5.4), 2) la longitud total del cauce (Capítulo 8, apartado 8.4.3.), 3) la longitud de las escolleras, (Capítulo 9, apartado 4.3.1.), 4) la tasa de migración anual (Capítulo 9, apartado 9.4.3.1.), 5) el área ocupada por la minería y 6) el área correspondiente al cauce, barras activas y vegetadas, y depósitos de derrame (fig. 10.24).

10.5.3.1.- Fotointerpretación del río Tajo en el año 1945

La **zona activa**, formada por barras, canales secundarios y depósitos de derrame, está encajada en la llanura aluvial. Dentro de ésta no se han observado zonas escalonadas, como en el caso del río Jarama. Tan sólo se aprecian cicatrices de acreción lateral y formas de barras bajo la zona de cultivos en el interior de los grandes meandros abandonados. Como ya se ha visto en el Capítulo 8 la mayor parte de estos ha sido abandonados durante el periodo **2b**, (1816-1877). Las mayores barras activas se encuentran inmediatamente aguas abajo de la confluencia con el río Jarama (sector T1). En los T1 y T2, se observan grandes barras de punta vegetadas o estabilizadas, de hasta 600m de anchura (en conjunto) y con crestas y surcos bien marcados por la vegetación y por los canales secundarios

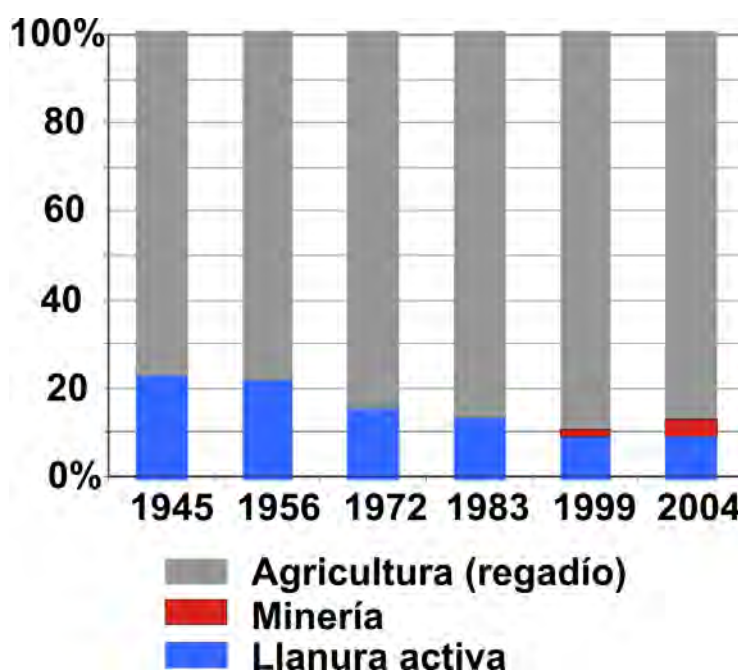


Figura 10.23. Variación del área ocupada por la geomorfología fluvial, minería y regadío en la llanura aluvial del río Tajo. Los valores están recalculados al 100%

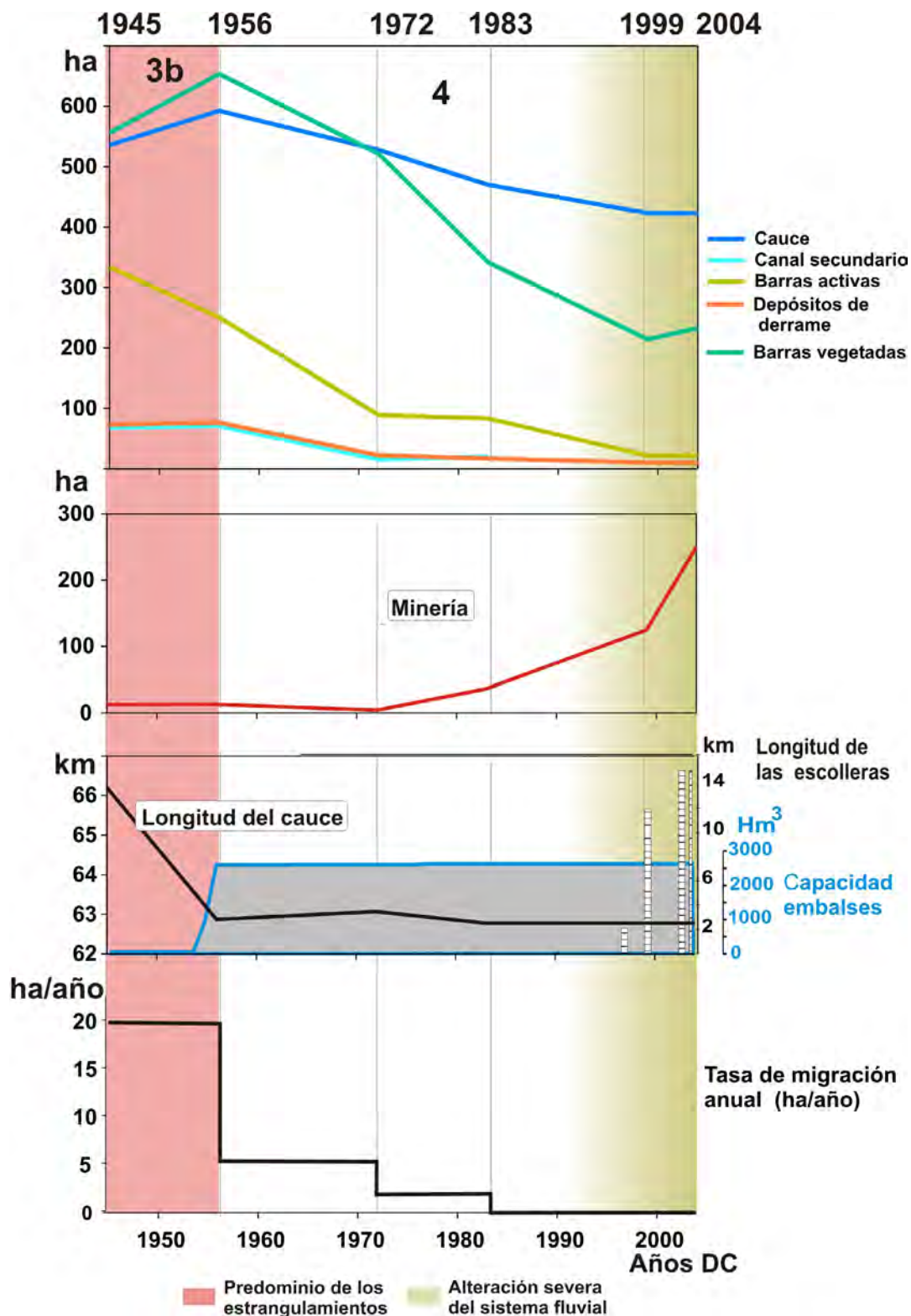


Figura 10.24. Llanura aluvial del río Tajo. Proyección conjunta de datos obtenidos en otros capítulos en el análisis de las llanuras aluviales en 2D. De arriba a abajo: 1) variación del área del cauce del río Tajo, de los canales secundarios de crecida, barras activas, depósitos de derrame y barras vegetadas (ha), 2) incremento del área ocupada por la minería en la llanura aluvial (ha), 3) (línea azul) longitud total del cauce del río Tajo (km), (zona en gris) capacidad de retención de los embalses en cabecera (hm³), (barras) longitud de las escolleras (km) y 4) tasa de migración lateral del río Tajo (ha/año).

de crecida. La forma de las cicatrices de acreción coincide con el cauce actual y en ningún caso con los grandes meandros abandonados en el periodo **2b** (1816-1877). Se pueden asociar por tanto al periodo de migración **3a** (1877-1945). Sin embargo, las barras activas actuales, en 1945, tienen un tamaño muy inferior. Se adosan a las anteriores en la margen cóncava del meandro, ligeramente hacia aguas abajo, haciendo más apuntado el arco de meandro y el trazado del río (fig. 10.25). En el sector T2, varias de estas barras dividen el cauce en dos canales. En algunos meandros se pueden identificar retrocesos del cauce o estrangulamientos de tipo chute, con la presencia de la antigua

barra de punta en la margen externa.

Los depósitos de derrame, se disponen siempre sobre las barras de punta vegetadas. No suelen superar los 300 m de longitud. Incluso en los sectores más dinámicos, T1 y T2, la zona activa en los tramos rectos es muy estrecha o inexistente.

Aguas abajo, en los sectores T3 y T4, no existe una zona activa continua entorno al cauce. Solamente hay barras de punta con anchuras inferiores a los 200m, en la parte interior de los meandros. También en estos sectores las barras están prácticamente en su totalidad

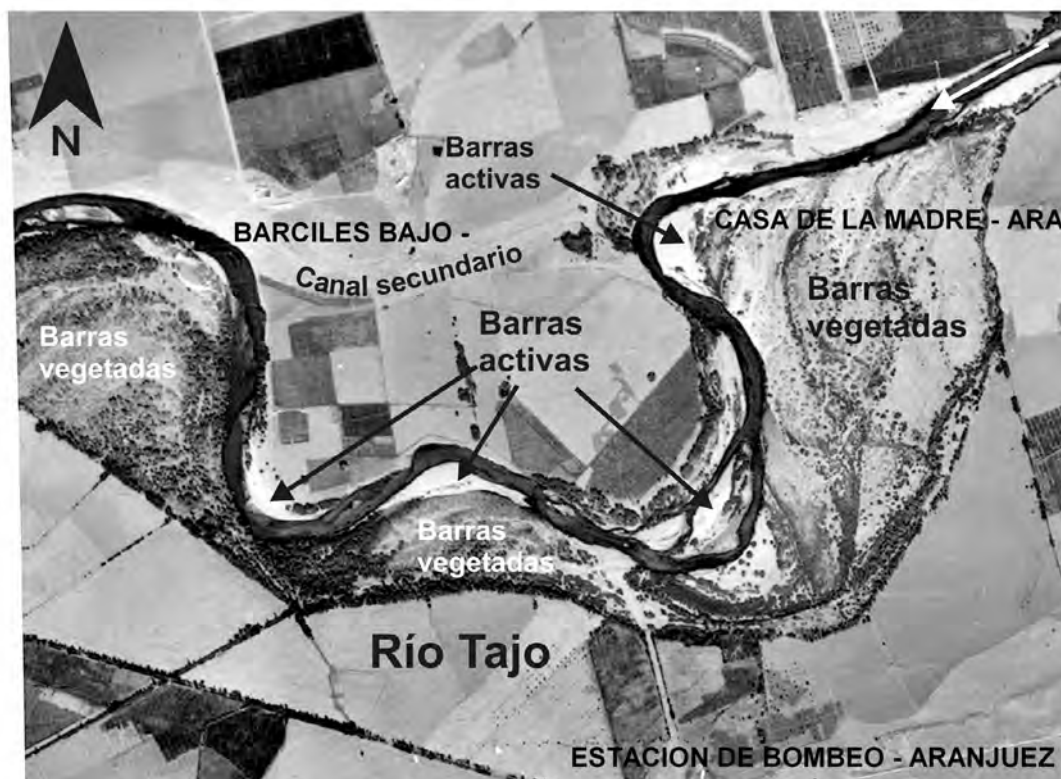


Figura 10.25. Ortofoto de la llanura aluvial del río Tajo en el año 1945. Detalle de la diferencia de forma y tamaño entre las barras vegetadas y activas.

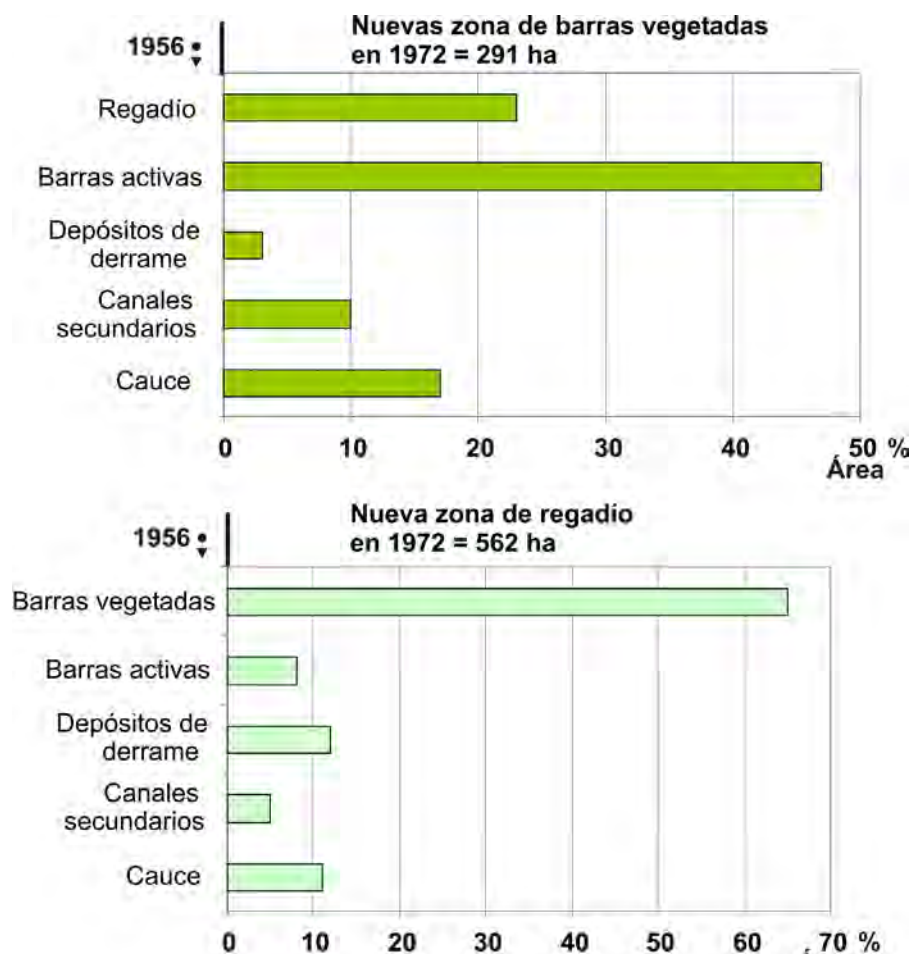


Figura 10.26. Arriba, unidades morfosedimentarias, usos del suelo y superficie (%) sobre las que se apoyan las nuevas barras vegetadas entre 1956 y 1972 en la llanura aluvial del río Tajo. Abajo, ídem para la nueva zona de regadío entre los años 1956 y 1972.

estabilizadas por la vegetación y no se ha detectado ningún depósito de derrame.

ocupa estas zonas dejando depósitos de derrame.

A la vista de estos datos, parece que la cantidad de carga sólida que transporta el río Tajo ha disminuido sensiblemente en algún momento del periodo de migración **3a** (1877-1945). Acompañando a esta disminución de carga, el cauce se ha encajado en la llanura y respecto a las grandes barras vegetadas. Aún así, durante los eventos de inundación

10.5.3.2. Fotointerpretación del río Tajo en el año 1956

Entre 1945 y 1956 se produce una reactivación de las barras activas y de los canales secundarios de crecida, probablemente como consecuencia de la inundación del año 1947. El área total de las barras vegetadas ha aumentado en 150 ha, de las cuales un 60% corresponden a zonas de regadío. Sin embargo, el único

cambio en el trazado del cauce es una pequeña expansión de los meandros en el sector T2. Es decir, el río tiene capacidad para ocupar la llanura aluvial pero no para erosionar las márgenes.

Como ocurre en 1945, los cambios son mucho menores en los sectores aguas abajo T3, y T4.

En el río Tajo no hubo regulación de caudales hasta 1956, con la terminación de los embalses de Entrepeñas y Buendía, con 891 hm³ y 1639 hm³ respectivamente. Este volumen supone el 99% de la capacidad de retención actual. Sus efectos se aprecian en la siguiente fotografía aérea.

10.5.3.3. Fotointerpretación del río Tajo en el año 1972

Entre 1956 y 1972 se producen dos cambios importantes en la llanura, la estabilización de barras activas por la vegetación y sobre todo la extensión de la agricultura sobre las barras vegetadas. Concretamente el 47% de las nuevas barras vegetadas (136 ha) se instala sobre barras activas. Llama la atención que el 23% (65ha) lo hace sobre zonas de regadío (fig. 10.26). Como en el intervalo anterior (1956-72) no se aprecian cambios en el trazado del cauce y sin embargo el río mantiene la capacidad para inundar la llanura. Esta capacidad no obstante ha disminuido desde el año 1956, debido a la regulación de caudales, que ha acelerado el encajamiento del cauce. Estos cambios

se aprecian en la expansión de la zona de regadío sobre extensas zonas de barras vegetadas (363 ha) y la disminución importante de los depósitos de derrame y canales secundarios.

La minería sólo ocupa 25 ha, y se extiende exclusivamente en el cauce en el sector T4. Se identifican incluso varios malecones de hasta 500 m de longitud a lo largo del cauce para el desplazamiento de las dragalinhas.

10.5.3.4. Fotointerpretación del río Tajo en los años 1983, 1999 y 2004.

A partir de 1983, el único cambio en la **llanura activa** es la reducción progresiva de las barras vegetadas y activas. En cuanto a los usos del suelo, el área ocupada por el regadío aumenta hasta 1999 y a partir de esta fecha disminuye por la expansión de la minería.

10.5.3.5. Conclusiones parciales

- La diferencia en la forma y tamaño de las barras de punta activas y vegetadas hace pensar que durante el periodo de migración lateral **3a** (1877-1945), se produce una importante disminución de la cantidad de sedimento transportado por el río.
- Este río no tiene capacidad para cambiar su trazado, pero si para inundar la llanura. Estos eventos dejan depósitos de derrame sobre las barras vegetadas en los sectores aguas arriba, T1 y T2. Aguas abajo, probablemente la

ocupación de la llanura sea mucho menos energética, predominando los procesos de decantación.

- El río Tajo se encaja progresivamente en su llanura aluvial y muy especialmente desde 1956, con el inicio de la regulación de caudales en cabecera.
- A partir de 1972 disminuye el área ocupada por todas las unidades geomorfológicas, se inicia el dragado del cauce y se produce una intensa expansión de la agricultura hacia las márgenes del río.
- Entre 1983 y 2004, no se aprecian cambios significativos en el cauce y llanura aluvial.

10.6.- Discusión

Respecto a los registros gráficos anteriores, las fotografías aéreas representan una fuente de información precisa, aunque temporalmente más limitada. No obstante, los resultados obtenidos del análisis anterior, geometría de los meandros y cauces, permite integrar la primera descripción de las llanuras en un contexto temporal más amplio, en nuestro caso dentro de los ciclos geomorfológicos. Desde ese punto de vista la fotografía aérea de 1945 se debe interpretar como una situación heredada al final del importante periodo de migración **3a** (1877-1945). El uso de fotografías aéreas anteriores al inicio de la regulación de caudales ha permitido documentar la que es probablemente la última etapa de

evolución natural de las llanuras.

En cuanto a los usos del suelo, la calidad de los mapas históricos y topográficos no ha permitido elaborar un contexto previo a 1945, aunque es de suponer que existe un continuo equilibrio entre la dinámica fluvial y el aprovechamiento de los recursos naturales de la llanura. Precisamente la fotointerpretación secuencial evidencia una estrecha interacción entre la geomorfología fluvial y los usos del suelo. En general se puede decir que entre los dos existe una relación inversa, que con el tiempo siempre acaba en una severa degradación del medio fluvial. Por esta razón es fundamental la cuantificación de los usos del suelo a la hora de estudiar la evolución reciente de una llanura aluvial.

En España existe un primer trabajo similar donde Ollero Ojeda, (1989) cuantifica, en la llanura aluvial del río Ebro, el área total ocupada por el cauce y gravas, vegetación, zonas antropizadas y cultivos, a través de una serie de fotografías aéreas de los años 1927, 1945, 1956, 1967, 1977, 1981 y 1986. El autor identifica, entre otros, una paulatina reducción del área ocupada por el cauce, barras de gravas y zonas de vegetación espontánea a favor de las zonas ocupadas por cultivos, escombros, extracciones e infraestructuras. Esta tendencia parece más acusada a partir del inicio de la regulación de caudales.

En tramos fluviales cercanos a

grandes núcleos de población no se puede obviar el papel de los usos de suelo en la evolución de las llanuras aluviales y sus ríos. Es más, los cambios de usos son habitualmente buenos indicadores de la dinámica fluvial y de la capacidad de cambio del río. Por ejemplo, la incisión de los cauces y disminución de su capacidad para inundar la llanura aluvial, está siempre acompañada de una expansión de actividades antrópicas en la llanura. Este tipo de relaciones ha sido advertido por Ortega et al. (2004) y Garzón et al. (2004) en el tramo del río Jarama entre el Puente de Algete y el Puente de San Fernando. En el Manzanares esta actividad está representada sobre todo por la ganadería, en el Tajo por la agricultura y en el Jarama por la agricultura y la minería de áridos naturales.

Una de las aplicaciones más interesantes del análisis de la geomorfología y usos del suelo de una llanura aluvial es la restauración de ríos y riberas (ver González del Tánago y García Jalón, 1995). Habitualmente los estudios orientados a la recuperación de un tramo fluvial se concentran entorno al cauce y su ribera, y rara vez se incluye el resto de la llanura. En este sentido creemos que el desarrollo de ciertas actividades, especialmente la apertura de huecos mineros, aunque estos no se dispongan junto a las riberas, contribuyen al inicio de la fragmentación del corredor natural que representa la llanura en su conjunto. Como

se ha podido ver en la cartografía secuencial elaborada en este capítulo, la distribución, en espacio y tiempo de los diferentes usos es fundamental a la hora de identificar todos los cambios, especialmente en llanuras cercanas a grandes poblaciones. En muchas ocasiones, zonas destinadas a la agricultura en la actualidad, se asientan en antiguas balsas de decantación colmatadas, escombreras, etc. En el caso de iniciar un trabajo de restauración, especialmente en la llanura del río Jarama, es necesario conocer la evolución detallada de la minería. En una propuesta de restauración de un tramo del río Henares Inogés y González del Tánago (2004) incluyen la minería de áridos, diferenciándola entre activa y abandonada. Con mayor detalle, Uribe Larrea et al. (2004b), tienen en cuenta los diferentes usos dentro de las graveras a la hora de incorporar los terrenos afectados a las nuevas zonas de inundación de un tramo del río Jarama en Titulcia.

Finalmente, desde un punto de vista metodológico, de nuevo el uso del SIG ha sido imprescindible para identificar los cambios correctamente. En numerosas ocasiones se ha podido comprobar cómo es más importante la distribución espacial de una unidad geomorfológica o uso del suelo, que el valor total de su área. Por ejemplo en 1972 en el río Jarama la minería activa ocupa menos del 3% de la llanura (192 ha), pero su ubicación, a lo largo de las márgenes del río, ejerce

una influencia decisiva en la pérdida de competencia del río. El SIG permite determinar que dentro de ese 3% (192 ha), un 60% ha ocupado la llanura activa (cauce, canales secundarios, barras, etc.) y el resto zonas de cultivo. Aparentemente es una variación menor y sin embargo sus consecuencias son muy importantes en la evolución del río porque aumenta la incisión del lecho y por tanto pierde competencia para inundar la llanura. En el mismo intervalo temporal la agricultura aumenta en 453 ha, de las cuales, el 55% lo hace sobre barras vegetadas, el 20% sobre meandros abandonados y el resto sobre barras activas, depósitos de derrame, canales secundarios e incluso antiguas zonas del río Jarama. Esta distribución e interacción de zonas y usos ocurre a lo largo de los 165 km² que ocupa la zona de estudio, de modo que el uso de un SIG no sólo es importante por la complejidad de la evolución de una llanura aluvial, sino también por su extensión.

11



Estratigrafía de las llanuras aluviales.

11.1. Introducción y objetivos

El principal objetivo de este capítulo comprende en la descripción de las facies sedimentarias asociadas a la geodinámica de las llanuras aluviales de los ríos Manzanares, Jarama y Tajo. Evidentemente, los levantamientos estratigráficos y la descripción de facies aparecen supeditados a la disponibilidad de afloramientos, la mayor parte de ellos limitados a los huecos mineros. Esta dependencia de los afloramientos puede explicar, en parte, la práctica ausencia de trabajos que aborden la estratigrafía de las llanuras aluviales de los ríos Manzanares y Tajo, lo que supone que existan varias cuestiones básicas por resolver, como

por ejemplo su espesor, la presencia de diferentes fases de construcción, si hay variaciones espacio-temporales en la carga de fondo, qué mecanismo predomina en la construcción de la llanura (acreción lateral/acreción vertical), etc. En el caso de estos ríos, de un solo canal y sinuosidad media-baja, con carga de fondo de arenas y mixta de arenas y gravas, se pueden establecer paralelismos con trabajos en ríos similares. Digamos que existe, para este tipo de ríos, un conocimiento más amplio de los medios de sedimentación. En cuanto al río Jarama, parte de las cuestiones planteadas quedan resueltas con los antecedentes de la zona de

estudio, aunque es más difícil establecer paralelismos dado que el estudio de ríos sinuosos con carga de gravas es relativamente escaso (Miall, 1996).

En el Jarama (Richi Lucci, 1978) realiza una breve descripción de la llanura aluvial aguas arriba de la confluencia con el río Manzanares (Richi Lucci, 1978). Sin embargo las primeras y casi únicas descripciones de la estratigrafía de la llanura aluvial del río Jarama, de referencia obligada a nivel internacional, corresponde a Arche, (1983) y Carrillo y Arche (1986). Estos autores describen dos tipos de secuencias sedimentarias en Velilla de San Antonio: secuencia A, que representa la migración lateral de un arco de meandro, con un término inferior de hasta 4m de espesor, de acreción lateral, formado por gravas y otro superior de limos y arcillas que corresponde a las facies de acreción vertical. La secuencia B consta de un término inferior similar al de la secuencia A y culmina con un término arenoso que asocian a deltas progradantes aguas abajo.

Estos autores destacan el espesor y continuidad del miembro conglomerático, así como la escasa variación de tamaños en la vertical en la Secuencia A. Interpretan los depósitos de acreción lateral como Facies de canal principal y los de acreción longitudinal (miembro arenoso) como Facies de canal secundario. Sobre éstos se depositan los sedimentos de llanura de inundación, de acreción vertical, que

fosilizan el conjunto. Finalmente explican la alta proporción de gravas en el río Jarama por la presencia aguas arriba de las “rañas” pliocenas.

También hay destacar, respecto al río Jarama, las descripciones de la estratigrafía de la llanura aluvial realizadas por Alonso y Garzón (1994) y Garzón y Alonso (2002), enmarcadas en amplios trabajos acerca de la evolución pleistocena y holocena del río Jarama y apoyadas en diferentes dataciones numéricas y análisis de los mapas históricos de 1823, topográfico de 1877 y fotografías aéreas. En este caso la descripción de los afloramientos permite llegar a conclusiones similares a las realizadas por Arche, (1983) y Carrillo y Arche (1986), aunque destacan una mayor presencia de niveles lenticulares de arena intercalados entre las capas de gravas de acreción lateral. En cuanto a la cronología de los procesos de construcción de la llanura aluvial realizan al menos cuatro dataciones numéricas. Las más antiguas (6.870 ± 90 años ^{14}C BP y 3.040 ± 60 años ^{14}C BP), parece que corresponden a la base de la llanura aluvial, que sucedería a una incisión de la última terraza y a la instalación de un bosque de ribera directamente en el sustrato mioceno. Otras dataciones situadas en los cuerpos de gravas por encima del sustrato terciario, corresponderían a una fase posterior, de agradación: 2.370 ± 80 años ^{14}C BP, 2.450 ± 60 años ^{14}C BP, (Alonso y Garzón, 1994) y ~ 4.800 años ^{14}C BP, 1.030 ± 70

años ^{14}C BP (Garzón y Alonso (2002). Finalmente, una última datación en arenas cercanas a la superficie, 390 ± 80 años ^{14}C BP, corresponde a un canal secundario subactual.

A lo largo del desarrollo de esta Tesis se han descrito algunos modelos de ajuste y evolución de los cauces en relación con periodos de inundación de los ríos Manzanares, Jarama y Tajo. Evidentemente, estos ajustes presentan una expresión sedimentológica distinta en cada río: a) en el caso del río Manzanares predomina la acreción vertical mediante depósitos de inundación, b) en el Jarama el crecimiento de barras de punta y aumento del tamaño de los meandros y c) la reducción de las formas debido a un disminución en la carga sólida en el Tajo.

A la hora de abordar el registro estratigráfico de las llanuras de los ríos Manzanares y Jarama, también hay que tener en cuenta que atraviesan una zona de evaporitas con un importante karst subyacente. Hasta la fecha se desconocía si las llanuras aluviales de los ríos Jarama y Manzanares estaban afectadas por procesos de hundimiento sinsedimentario, tal y como ocurre en la llanura aluvial del río Tajo en Fuentidueña del Tajo (Pinilla et al, 1995), en el río Tajuña cerca de la desembocadura en el Jarama (Silva et al. 1988) y en otros ríos y afluentes en condiciones similares en la cuenca del Ebro y en las cuencas de tipo graben de Calatayud y Teruel (ver Gutiérrez,

1996). El análisis de la migración lateral y la profundidad del karst subyacente ha permitido establecer una relación directa entre los valores que representan los dos procesos. Cabría esperar por tanto la identificación de los procesos de relleno sinsedimentario en campo.

El estudio estratigráfico está supeditado a los afloramientos disponibles en las llanuras, casi siempre asociados a la apertura de huecos mineros. En este sentido contamos con un gran número de huecos en el río Jarama, sólo dos en el Tajo y ninguno en el Manzanares. En la práctica este estudio estratigráfico queda por tanto limitado a los ríos Jarama y Tajo. En el caso del río Jarama buena parte de estos huecos se realizan bajo el nivel freático, lo que impide su descripción.

Teniendo en cuenta estas premisas, se han definido una serie objetivos concretos:

- Determinar el espesor de las llanuras aluviales de los ríos Jarama y Tajo
- Identificar signos de deformación o engrosamiento en la llanura aluvial del río Jarama.
- Definir los medios de sedimentación o al menos qué mecanismo predomina en la construcción de la llanura (acreción lateral/acreción vertical).
- Determinar las fases de construcción de la llanura aluvial y las variaciones en la carga de fondo y la sedimentación.
- Establecer la posible relación entre el

registro estratigráfico y geomorfológico de superficie.

11.2. Metodología de trabajo.

En una primera fase la metodología de trabajo comprende la ubicación de huecos mineros en la cartografía geomorfológica de los años 1945 y/o 1956. A partir de la descripción de la geomorfología fluvial del entorno de los huecos mineros se obtiene información preliminar sobre las características sedimentológicas y de ambientes más probables en los afloramientos. Por ejemplo el tipo y posición de canales, barras y depósitos, así como la situación de los cauces históricos. Igualmente, se obtiene una cronología relativa, en función de la distancia al cauce actual y de su ubicación en las zonas definidas en el Capítulo anterior como **llanura pre-histórica, llanura histórica y llanura o zona activa**.

La descripción de los afloramientos en campo incide de lo general a lo particular. En primer lugar se trata de identificar la base de la llanura aluvial, la geometría del contacto con el sustrato y la potencia total del depósito holoceno.

A continuación se definen las grandes geometrías fluviales. Para ello se ha recurrido a la clasificación de grandes formas o arquitectura fluvial y de litofacies de Miall, (1996) (fig. 11.1). Es importante reconocer si las grandes formas se organizan en distintas fases

de construcción y si varían en el tiempo y en el espacio. Esta fase se desarrolla con el apoyo de diagramas y mosaicos fotográficos de los afloramientos. Se levantan columnas estratigráficas a lo largo de los perfiles accesibles y se recogen muestras de materia orgánica para su datación numérica (C¹⁴).

Tanto la posición de los perfiles descritos, las columnas estratigráficas levantadas y las muestras recogidas, se georreferencian en campo.

En función de la calidad de los datos obtenidos se elaboran cartografías o reconstrucciones de las geometrías en planta, que pueden ayudar a identificar cambios en los medios de sedimentación

11.3.- Descripción estratigráfica y sedimentológica.

La descripción de la estratigrafía y sedimentología de los principales afloramientos estudiados comprende tres bloques:

Situación. Se hace referencia a la ubicación del hueco minero en la llanura, así como el número de frentes de extracción o afloramientos. También se hace referencia a la posición exacta del hueco respecto a la ortofoto del año 1945 y a la geomorfología fluvial en ese momento.

Descripción. Se exponen los datos recogidos en campo siguiendo el orden

Arquitectura fluvial

Elementos	Código	Principal asociación de facies	Geometrias
Canales	CH	Cualquier combinación	Láminas, lentejones o capas; base erosiva, escalas y formas muy variables.
Barras de gravas y formas de lecho	GB	Gm, Gp, Gt	Lentejones, capas; a menudo formas tabulares; habitualmente con SB intercalados.
Formas arenosas	SB	St, Sp, Sh, Sr, Se, Ss, Sl	Lentejones, láminas, mantos, cuñas, aparecen como rellenos de canal, lóbulos de derrame, barras menores
Macroformas de acreción aguas abajo	DA	St, Sp, Sh, Sr, Se, Ss, Sl	Lentejones sobre superficies planas o canales, con techo convexo
Macroformas de acreción lateral	LA	St, Sp, Sh, Sr, Ss, Sl, Se Menos habitual Gm, Gt, Gp.	Cuñas, láminas, lóbulos; formado principalmente por superficies de acreción lateral
Capas laminadas de arenas	LS	Sh, sl; en menor medida Sr y Sp.	Láminas o mantos
Finos de inundación	FF	Fm, Fl	Mantos de espesor variable; habitualmente con SB intercalados; pueden rellenar canales abandonados

Litofacies

Código	Litología	Estructuras sedimentarias
Gms	Gravas masivas con textura granosostenida	Ninguna
Gm	Gravas masivas o algo estratificadas (cantosostenidas)	Estratificación horizontal, imbricación
Gt	Gravas estratificadas	Estratificación cruzada en surco
St	Arenas, a veces con cantos	Estratificación cruzada en surco
Sp	Arenas, a veces con cantos	Estratificación cruzada planar
Sr	Arenas	Ripples de diversos tipos
Sh	Arenas	Estratificación o laminación paralela
Fl	Limos, arcillas	Laminación paralela o ripples
Fm	Limos, arcillas	Masivos.

Figura 11.1. Características principales de los elementos de la arquitectura fluvial y litofacies definidos por [Miall \(1985\)](#).

siguiente: 1) posición y forma del contacto del muro de la llanura aluvial, 2) se enumeran de muro a techo los elementos que conforman la arquitectura fluvial, con el apoyo de mosaicos de fotografías y esquemas interpretativos. En estos esquemas también figura la posición de las columnas levantadas y los tipos de litofacies identificados. 3) descripción general de la estratigrafía, basada en las columnas estratigráficas levantadas. En esta descripción se incluye la potencia del tramo, el número de niveles y su potencia, las litologías, color, textura, estructuras sedimentarias, geometría de los estratos y características de los contactos.

Consideraciones. A partir de las descripciones se realiza una interpretación de las facies y ambientes deposicionales, así como su ubicación temporal en el caso de disponer de dataciones o criterios que permitan su datación relativa.

11.3.1 Estratigrafía de la llanura aluvial del río Jarama

En la llanura aluvial del río Jarama se ha tenido acceso a cuatro huecos mineros, situados entre San Martín de la Vega y Aranjuez (fig. 11.2). Se les asigna el nombre del topónimo más cercano, de norte a sur: Soto Gutiérrez, Las Arriadas, El Combo y Puente Largo.

11.3.1.1 Soto Gutiérrez

11.3.1.1.a Situación

Este hueco minero se encuentra en el sector J5 del río Jarama, en el Soto Gutiérrez (fig. 11.3). En el año 1945 esta zona estaba ocupada por numerosas barras de punta, correspondientes a pequeños arcos de meandro abandonados. La ausencia de mapas históricos en este sector solo permite asegurar que son anteriores a 1877. Aprovechando los surcos y crestas se extienden numerosos canales secundarios de crecida, parcialmente rellenados por depósitos de derrame. Sólo es visible un frente de extracción, de 250 m de longitud, que corta de forma perpendicular las cicatrices de acreción lateral de uno de estos arcos abandonados.

11.3.1.1.b Descripción

El espesor de la llanura aluvial es inferior a los 6,5m. El muro, visible sólo en algunos puntos, se apoya en arcillas gris-azuladas de aspecto masivo conocidas localmente como gredas y que son típicas de las unidades aluviales pleistocenas Arganda I y II. El conjunto del afloramiento está representado por tres grandes geometrías. De muro a techo encontramos una gran forma de acreción lateral (**LA**) que acaba en un canal abandonado (**CH**), un pequeño canal de tipo chute o secundario (**CH**) y términos finos de inundación por encima de las dos unidades anteriores (**FF**) (fig. 11.3). Se han levantado cuatro

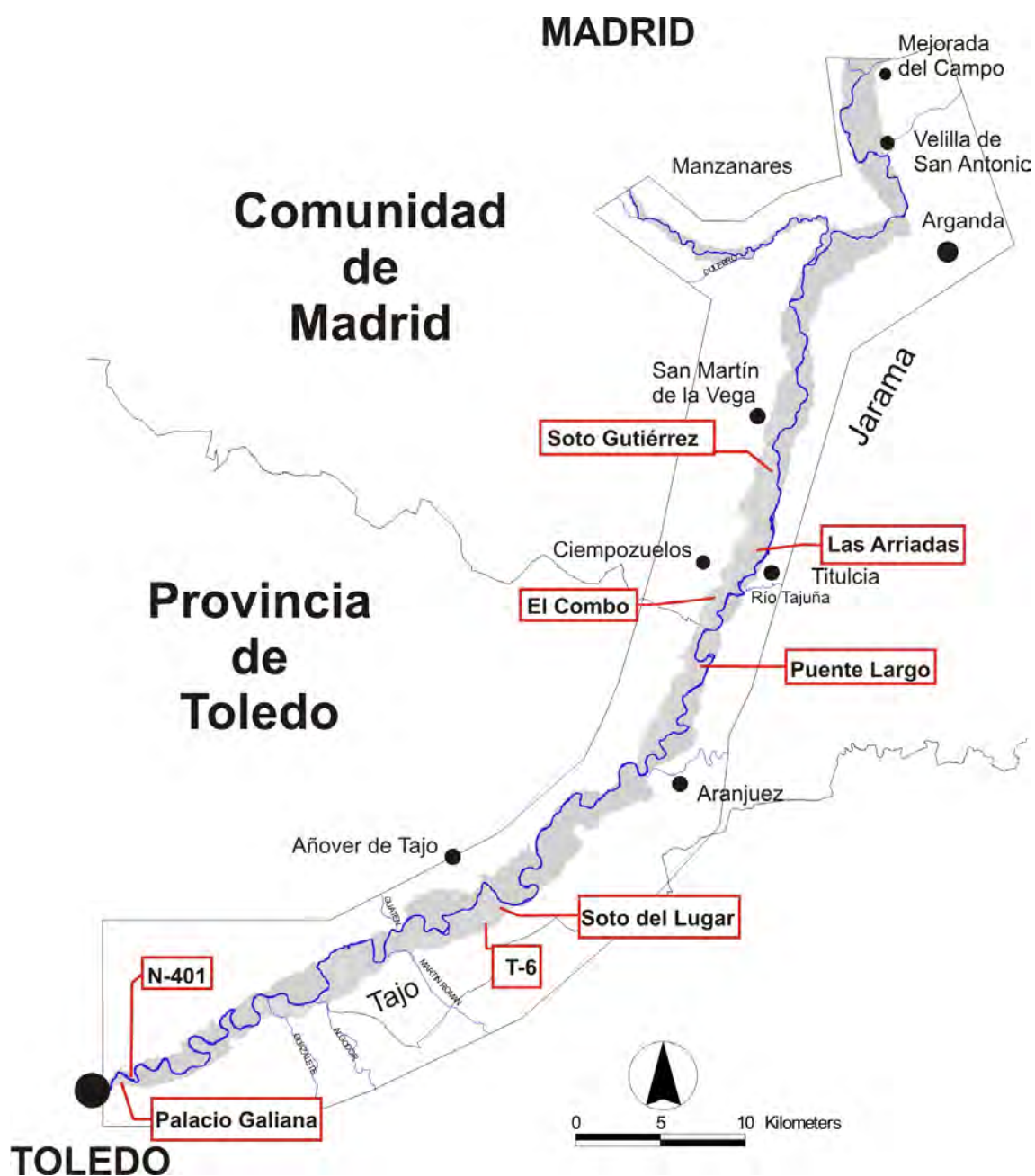


Figura 11.2. Distribución de los huecos mineros visitados en los ríos Jarama y Tajo para llevar a cabo el análisis 3D de las llanuras aluviales.

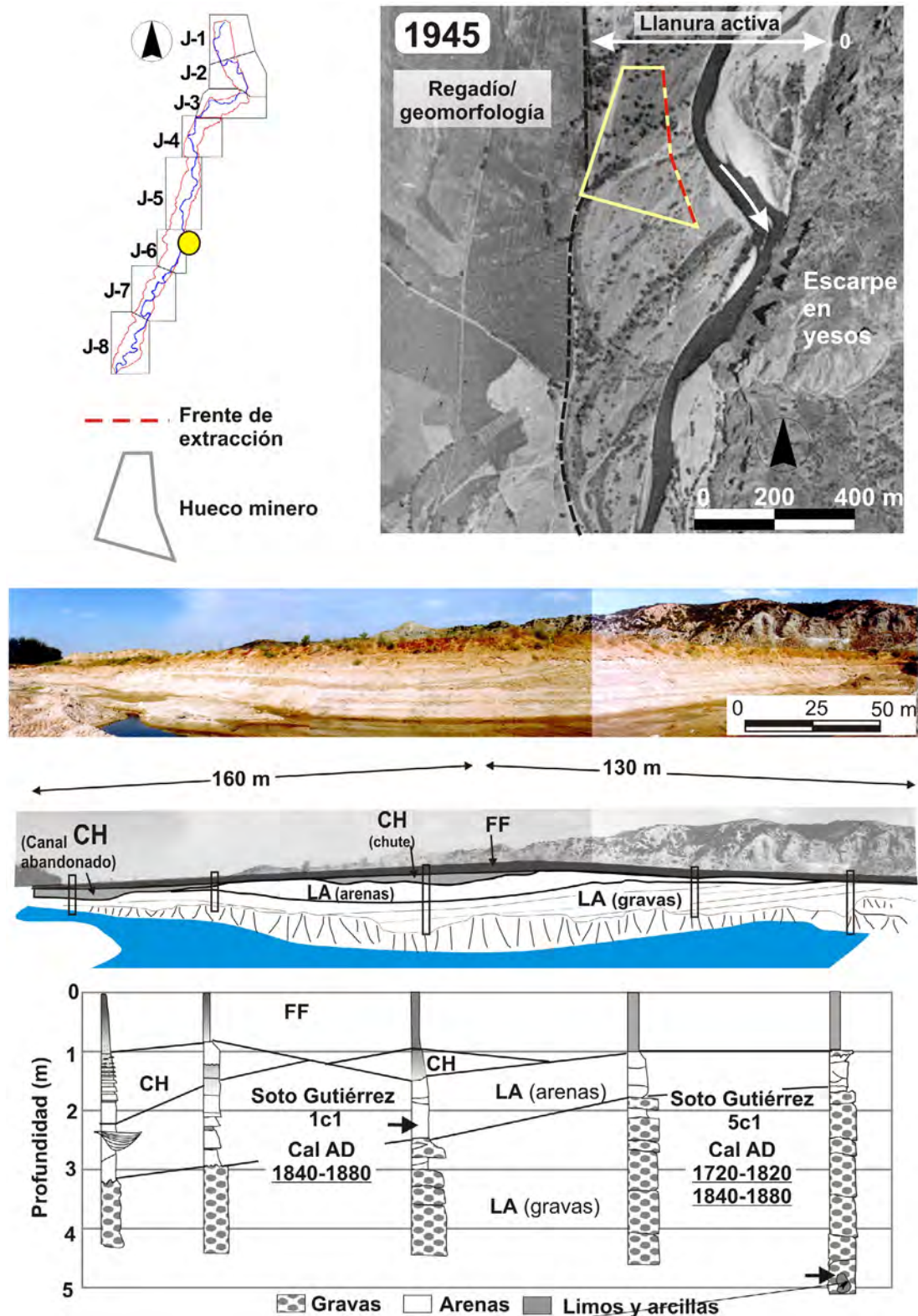


Figura 11.3. Hueco minero Soto Gutiérrez en la llanura aluvial del río Jarama en Ciempozuelos. De arriba a abajo, localización en la zona de estudio, proyección sobre la ortofoto del año 1945, vista general del frente de extracción estudiado, interpretación de la arquitectura fluvial y representación esquemática de las 5 columnas estratigráficas levantadas. La representación en detalle de estas columnas se encuentra en el Anexo III.

columnas estratigráficas con distancias de 50 m entre sí, Soto Gutiérrez 1, 2, 3 y 4.

La forma de acreción lateral (**LA**) está formada por 6 niveles de gravas y uno de arenas a techo. Cada nivel de gravas tiene una potencia entre 70 y 100 cm y está formada por gravas cantosostenidas (Gm), con tamaños medios de 4-6 cm y centilos de más de 15 cm de diámetro máximo. La litología dominante en los cantos es la cuarcita, con pequeñas proporciones de granitoides, rocas metamórficas y calizas. No se observa una estructura interna ni imbricación de los cantos. La matriz está formada por arenas muy gruesas, cuarzo feldespáticas. El techo de cada nivel de gravas está bien marcado por la acumulación en los 10 últimos centímetros de limos de color marrón claro (seco 7.5 YR 6/3), en la matriz y en la superficie de los cantos. Cada nivel tiene una longitud de unos 150-200 m y una inclinación de 2-3°. Tanto el contacto del techo como el muro de los niveles de grava son planos y paralelos entre sí. Sólo en los extremos cada nivel de gravas se adelgaza y tiende confundirse con el resto de niveles similares. En el estrato inferior de la facies de grava se ha localizado un resto vegetal, (**Soto Gutiérrez 5 C1**), cuya datación por C^{14} ha proporcionado una edad relativamente reciente y poco precisa: Cal. AD 1510-1600, 1620-1700, 1720-1820, 1840-1880 y 1920-1950 (tabla 11.1). Por la posición geomorfológica consideramos como fecha más probable el intervalo de

Cal. AD 1840-1880.

El último nivel de acreción lateral tiene un espesor máximo de 1m y está compuesto por arenas cuarzo feldespáticas. Se disponen en tramos de espesor muy variable, entre 15 y 30 cm, con texturas granodecrecientes de arenas gruesas a medias en la base y finas a muy finas hacia techo. La estructura interna varía de estratificación cruzada planar en la base, en surco en los tramos intermedios y con trenes de *ripples* y laminaciones paralelas ya hacia el techo. Estas últimas laminaciones están alteradas por la bioturbación de raíces. En algunos puntos en este nivel de acreción lateral de arenas, se localizan canales de 1 metro de ancho y 0.5 m de profundidad, rellenos con arenas gruesas y limos. La base de esta última superficie fue datada mediante C^{14} con un resto vegetal (**Soto Gutiérrez 1 C1**), aportando una edad Cal. AD 1650-1700, 1720-1820, 1840-1880 y 1920-1950 (Tabla 11.1). De nuevo la posición geomorfológica y la relación con los mapas históricos hace más probables los intervalos Cal AD 1720-1820 y 1840-1880.

En una posición central del afloramiento, erosionando el nivel de acreción lateral de arenas, se encuentra un pequeño canal, somero, de 30 m de anchura y no más de 0,25 m de profundidad (**CH**). Se adapta a la forma de las superficies de acreción lateral, acunándose hacia los dos extremos. Está relleno por arenas gruesas con cantos

Nombre de la muestra	Prof. (m)	Ref. Laboratorio	Edad ¹⁴ C años B.P.	Edad Calibrada 2 sigma AD
Soto Gutiérrez 1C1	2,5	Beta-183640	240±40	1650-1700 <u>1720-1820</u> 1840-1880 1920-1950
Soto Gutiérrez 5C1	5	Beta-183639	230±60	1510-1600 1620-1700 1720-1820 <u>1840-1880</u> 1920-1950
T-6	4	Beta-179309	280±50	1480-1670 <u>1770-1800</u> 1940-1950
Puente Largo C2	3	Beta-179310	230±60	1510-1600 1620-1700 <u>1720-1820</u> 1840-1880 1920-1950
Añoover de Tajo	4,5	Beta-181999	710±50	1235-1316 1350-1390

Tabla 11.1. Dataciones de radiocarbono (C^{14}) realizadas en los sedimentos de la llanura aluvial del río Jarama.

de 1-2 cm, con estratificación cruzada en surco, que se disponen en niveles lenticulares imbricados con pequeños *lags* de cantos en la base de cada uno.

En el extremo noroeste, por encima de la unidad **LA**, se encuentre una gran forma de relleno de canal (**CH**), correspondiente a un meandro abandonado. Tiene más de 2,5 m de espesor y un anchura mínima visible de 50 m. Está compuesta por materiales finos que se dispone formando una alternancia estratodecreciente de secuencias positivas, de arenas medias a limos en la base y limos a arcillas a techo. En las secuencias basales predomina la laminación paralela horizontal y en las superiores aparecen ripples de corriente. La bioturabación por raíces aumenta hacia

techo.

Por encima de las superficies de acreción lateral y relleno de canales se dispone un nivel de sedimentos finos de hasta 1 m de espesor. Está formado por arenas finas, limos y arcillas, de color marrón oscuro y aspecto masivo.

11.3.1.1.c Interpretación

En conjunto el afloramiento muestra el desarrollo completo de una barra de punta hasta el estrangulamiento y colmatación del canal abandonado. Se ha descrito la presencia de su canal secundario de crecida que se adapta a la ondulación de la última superficie de acreción lateral. Las

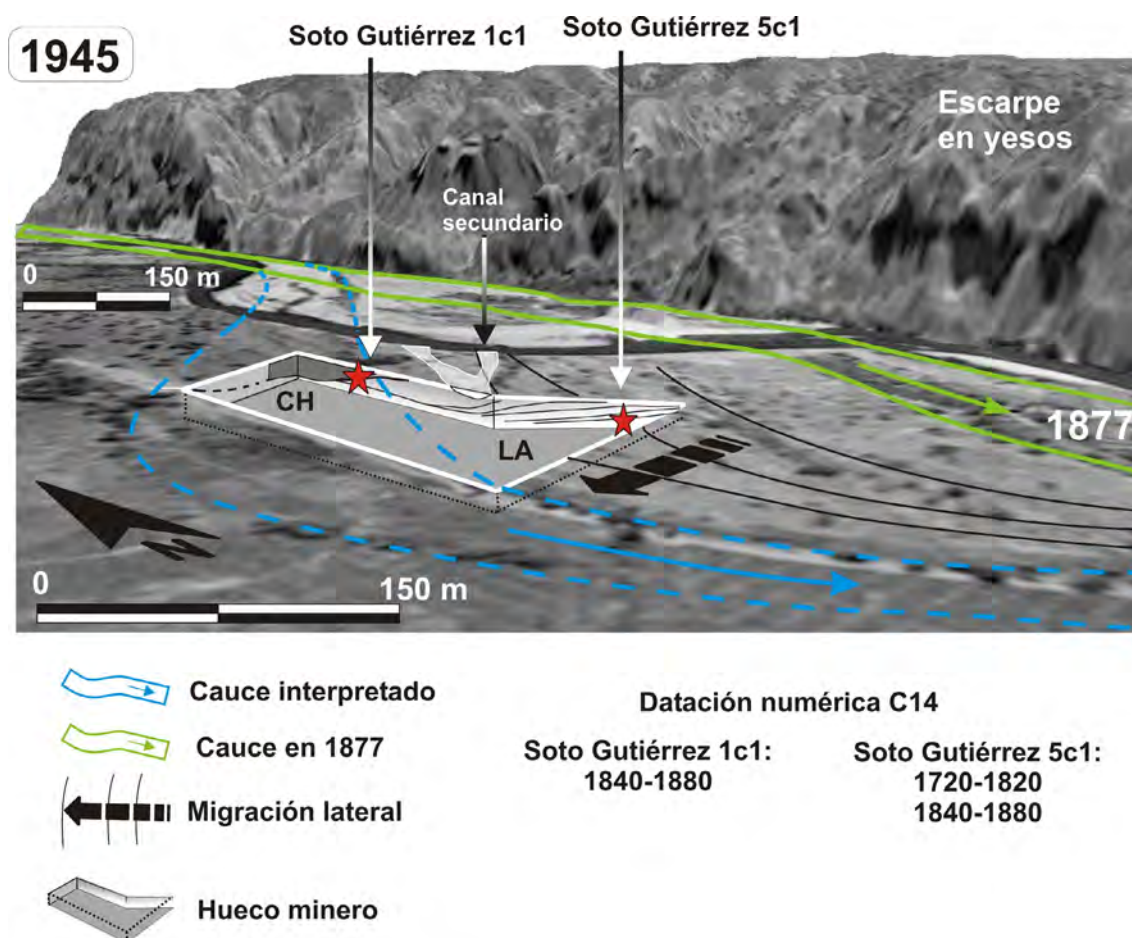


Figura 11.4. Proyección en tres dimensiones del hueco minero Soto Gutiérrez y la arquitectura fluvial definida en el mismo, sobre la ortofoto del año 1945.

dataciones realizadas sitúan la evolución de este arco de meandro en un intervalo impreciso, posiblemente entre los años AD 1720 y 1880.

La proyección del hueco minero en la ortofoto del año 1945, permite identificar con exactitud la posición de las cicatrices de acreción localizadas en campo, el canal secundario y el meandro abandonado, delimitado por dos filas de árboles (fig. 11.4). Es decir, desde su estrangulamiento apenas ha sido cubierto por términos finos de decantación. El trazado del río Jarama en 1877, parece coincidir además con las primeras cicatrices de acreción lateral.

Este arco podría haber evolucionado en el ciclo de migración **3a** (1877-1945). La anchura del canal abandonado varía entre 110 y 130 m, de los cuales en campo sólo se ve la mitad.

11.3.1.2. Las Arriadas

11.3.1.2.a Situación

Este hueco minero se encuentra en la margen derecha del río Jarama junto a la localidad de Titulcia (fig. 11.5). Se extiende por el interior de un amplio arco de meandro (J-12), abandonado durante

el periodo de estrangulamiento **2b**, entre los años 1816 y 1877. Este hueco alcanza los 10-12 m de profundidad, hasta los depósitos fluviales pleistocenos situados por debajo de la llanura aluvial. Hay un frente de extracción con dos tramos perpendiculares a la dirección de acreción del meandro, unidos por otro más corto perpendicular a éstos.

11.3.1.2.b Descripción

El espesor de la llanura aluvial es difícil de determinar por la gran cantidad de derrubios a pie de los frentes de extracción. En algunos puntos la llanura aluvial tiene un espesor de 6-7m. En el afloramiento se distingue una sola unidad de acreción lateral (**LA**), que acaba en un canal abandonado (**CH**) y a techo de las dos, se extienden los finos de *overbank* (**FF**) (fig. 11.6).

Los niveles de acreción lateral de gravas representan más de el 90% del afloramiento. Cada uno de ellos tiene una potencia de 50-70 cm. Se disponen con inclinaciones muy bajas, 2° hacia el oeste y muy continuos en el afloramiento, más de 300 m. Están formados por gravas cantosostenidas (**Gm**) subangulosas, con tamaños medios de 2-4 y 6-8 cm. El centilo supera los 25 cm. La composición fundamental es de cuarcita, con una baja proporción de cuarzos, granitoides y rocas metamórficas, y en ocasiones pequeños cantos de caliza. La matriz es

de arenas muy gruesas y de naturaleza cuarzofeldespática. El techo de cada uno de ellos está bien marcado por la acumulación, en los 10 últimos centímetros, en la matriz y en la superficie de las gravas, de limo de color marrón claro (seco 7.5 YR 6/3).

El cauce abandonado tiene un espesor mínimo de 4 m. La base del relleno comienza con un nivel de 35 cm de gravas matriz-sostenidas, con un tamaño medio de 2-4 cm y un centilo de 8 cm. A continuación se acumula un nivel de arenas gruesas bien seleccionadas, de color blanco. Presentan estratificación cruzada planar en los primeros 30 cm y en surco el resto, en formas canaliformes progresivamente de menor tamaño hacia techo. Por encima se apoya una secuencia positiva de 130 cm, en contacto erosivo, que pasa de arenas gruesas a arcillas. En la base se localizan ripples trepadores con pequeños lentejones de arcilla intercalados. Hacia techo predominan las laminaciones paralelas. Esta secuencia culmina con un nivel de arcillas con abundantes restos vegetales.

De forma artificial se ha rellenado el resto del meandro abandonado con una capa de gravas y una mezcla de arenas, limos y arcillas con abundante materia orgánica.

En este sector los materiales fluviales pleistocenos están representados sobre todo por grandes unidades de arenas y

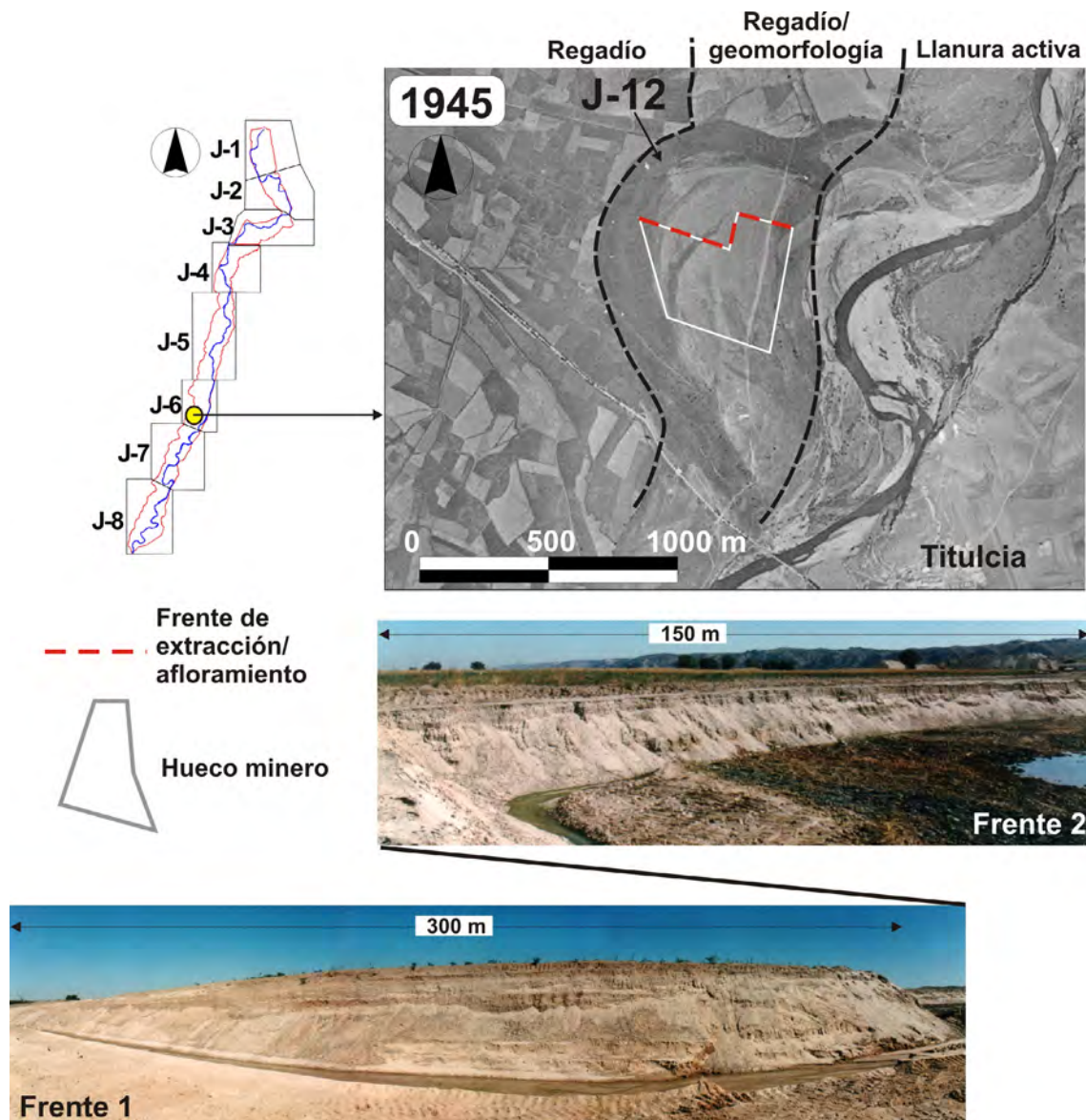


Figura 11.5. Hueco minero Las Arriadas. De arriba a abajo, localización en la zona de estudio, proyección sobre la ortofoto del año 1945, vista general de los frentes de extracción estudiado.

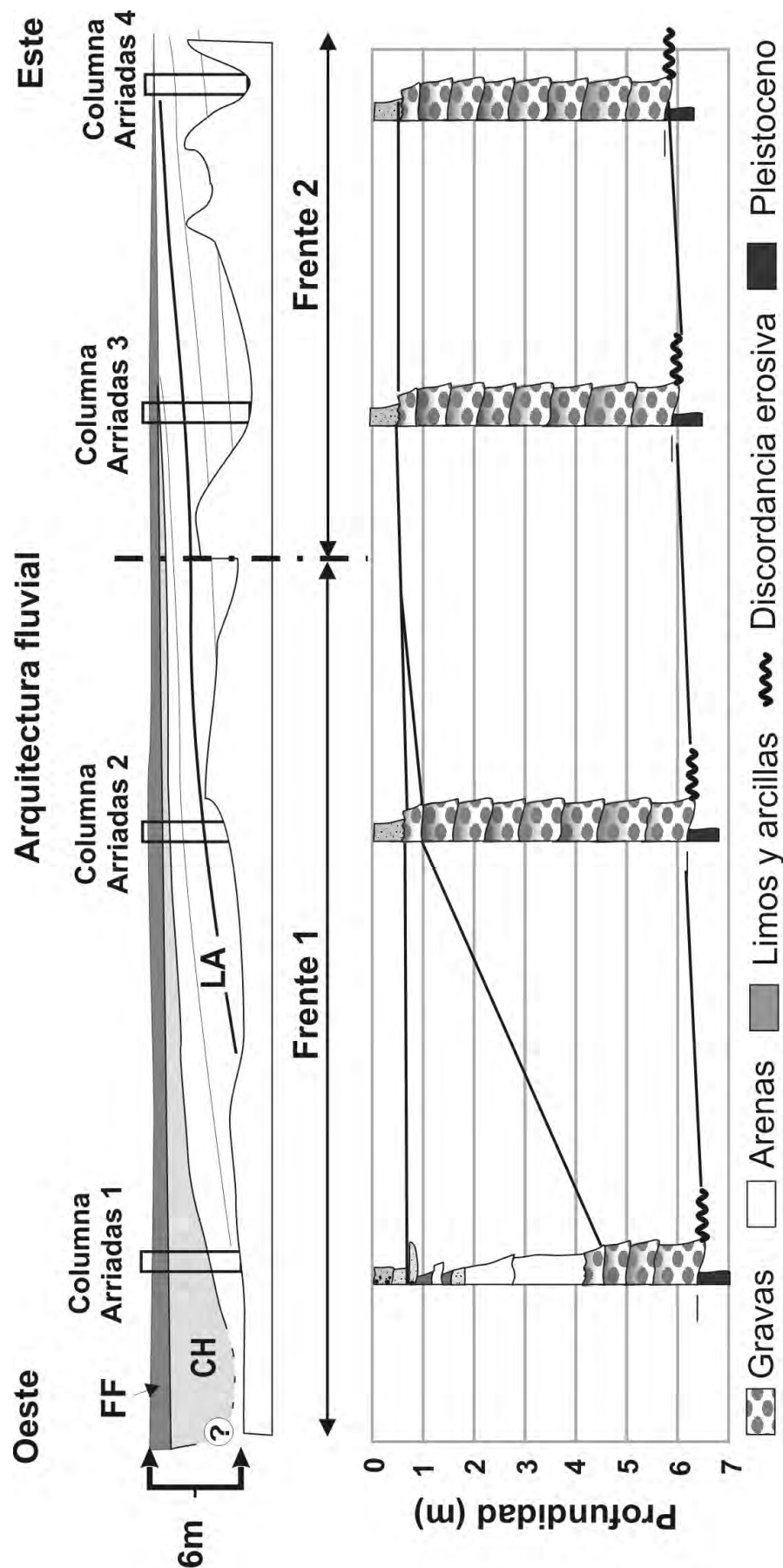


Figura 11.6. Esquema de la arquitectura fluvial definida en los perfiles o frentes de extracción 1 y 2, en el hueco minero Las Arriadas. Columnas estratigráficas esquemáticas. La representación en detalle de estas columnas se encuentra en el Anexo III.



Figura 11.7. Detalle del contacto entre la llanura aluvial del río Jarama y los depósitos fluviales pleistocenos deformados.

de arcillas grises (gredas), plegadas y fracturadas que hemos interpretado como Arganda I (fig. 11.7). La llanura aluvial se dispone claramente de forma erosiva sobre estos materiales. En general parece un contacto horizontal, aunque la calidad del afloramiento no permite seguirlo en toda su extensión.

11.3.1.2.c Interpretación.

Este meandro abandonado, J-12, es el de mayores dimensiones de toda la serie estudiada en esta Tesis. Tiene una longitud de 2.249 m, una anchura de 132 m y un radio de curvatura de 436 m. Pertenece al grupo de meandros abandonados durante el periodo de estrangulamiento **2b** (1816-1877), que también es el de mayores dimensiones en el río Jarama. Bajo este meandro se registra precisamente el

valor máximo de profundidad del karst subyacente, con 50-55 m (ver figura 9.23).

Respecto a su registro estratigráfico, al igual que en el anterior afloramiento, llama la atención la monotonía de la serie de niveles de acreción lateral de gravas. No parece que haya pulsos de caudales menores, que aparecerían representados por niveles de arenas o de arenas y gravas. En este caso, la coherencia de las dimensiones geomorfológicas y estratigráficas lleva a pensar que el desarrollo del periodo **2b** (1816-1877), con la máxima frecuencia y magnitud de eventos de avenida, no sólo fue un escenario favorable para el estrangulamiento, sino también para el desarrollo de meandros con grandes dimensiones.

11.3.1.3. El Combo

11.3.1.3.a Situación.

Esta gravera se sitúa en la localidad de Titulcia, inmediatamente aguas abajo de la confluencia del río Jarama con el Tajuña, (fig. 11.8). El nivel de extracción está por debajo del nivel freático en casi todo el hueco minero, de modo que la mayor parte de los cortes no son accesibles. Solamente se ha podido acceder al extremo norte de la gravera, concretamente a dos perfiles perpendiculares entre sí, con orientación norte y este (fig. 11.9).

Desde un punto de vista geomorfológico esta parte de la llanura aluvial corresponde a la llanura pre-histórica o zona donde no se identifica ningún rasgo de geomorfología fluvial. Es por tanto la zona más elevada y más antigua de la llanura aluvial.

11.3.1.3.b Descripción:

La mayor parte del afloramiento corresponde a depósitos plegados y fracturados de edad Pleistoceno. Dado su alto contenido en gravas se ha interpretado como Arganda II. El límite inferior de la llanura aluvial está bien definido por una superficie de erosión plana y horizontal. El espesor del depósito holoceno es de sólo 3,5 m.

Desde un punto de vista de la arquitectura fluvial se pueden diferenciar cuatro grandes unidades, que tienen continuidad lateral en los frentes norte y

este. En la base, sobre un contacto plano horizontal y erosivo, se dispone un cuerpo de gravas horizontal (**GB**). Por encima y erosionando buena parte del anterior se desarrolla una unidad de acreción lateral (**LA**), que acaba en un canal abandonado (**CH**) en el extremo oeste del corte. Adaptándose a los niveles de acreción lateral aparece un pequeño canal de tipo chute (**CH**). Culminando toda la serie se dispone la unidad de finos de *overbank* (**FF**) (fig. 11.9).

La unidad de tipo **GB**, está formada por niveles horizontales con 50 cm de espesor máximo y 10-15 m de extensión. La mayor parte de estos aparece en el frente este. Cada uno de éstos está formado por gravas matriz sostenidas, con un tamaño medio de 2-3 cm y un centilo de 12 cm. La litología dominante es la cuarcita. La matriz es de arenas cuarzo-feldespáticas muy gruesas. No presentan estructura interna. Los contactos son netos y no parecen erosivos.

La unidad **LA**, está formada por niveles con una clara estratificación en epsilon, de 50 a 120 cm de espesor y compuestos fundamentalmente por gravas. Esta unidad se ha construido avanzando de oeste a este erosionando a la geometría anterior. Ocasionalmente aparece algún nivel de menor espesor de arenas.

El primer nivel de gravas, de 50 cm de espesor, es matriz-sostenido (Gms), con tamaños medios de 3-5 cm y centilo de 12

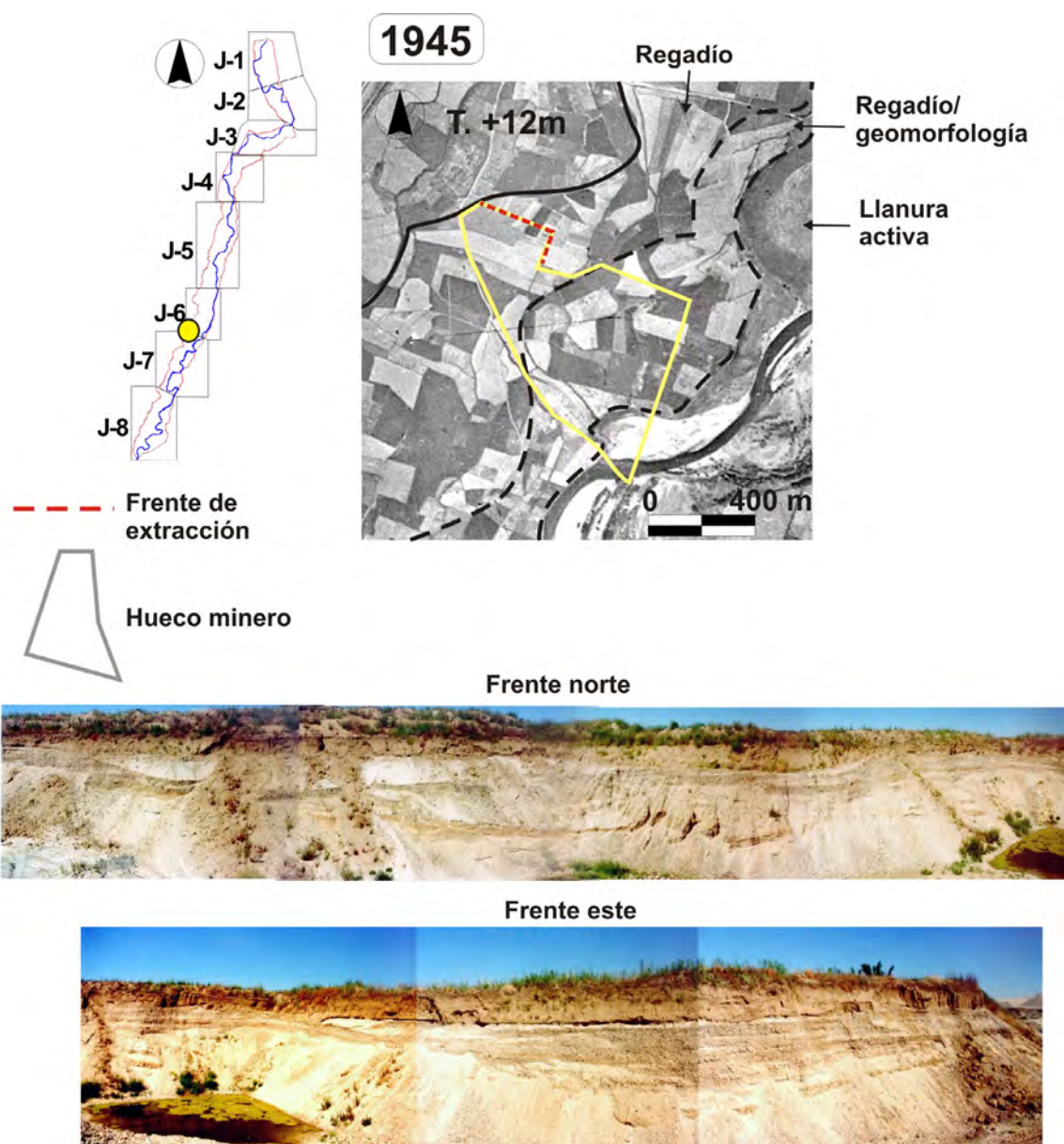


Figura 11.8. Hueco minero El Combo en la llanura aluvial del río Jarama en Titulcia. De arriba a abajo, localización en la zona de estudio, proyección sobre la ortofoto del año 1945, vista general de los frentes de extracción estudiados.

cm. Se apoya en un lag de cantos.

A continuación se disponen 3 niveles de 30, 40 y 50 cm de espesor, de gravas canto-sostenidas. El primero de ellos se apoya en un lag de cantos. El tamaño medio de las gravas oscila entre los 4 y 6 cm y el tamaño máximo es de 12 cm, con forma subredondeada. La litología más importante es la cuarcita, en menor medida

el cuarzo y ocasionalmente aparecen granitoides y rocas metamórficas. La matriz es de arenas cuarzofeldespáticas gruesas. En ocasiones aparece intercalado un nivel de 10-15 cm de espesor de arenas gruesas con estratificación cruzada en surco.

El canal abandonado (**CH**) es rellenado con una secuencia positiva,

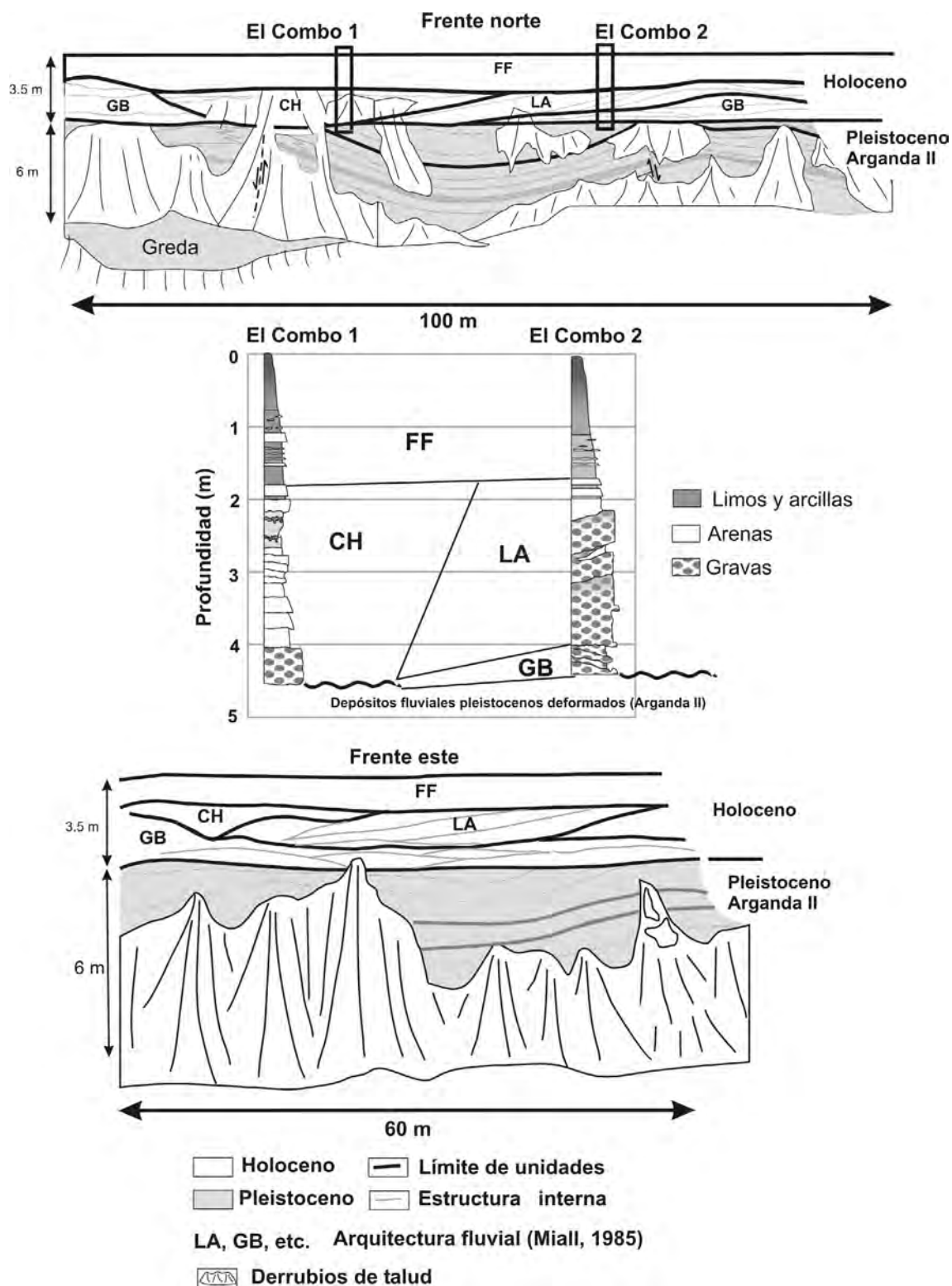


Figura 11.9. Esquema de la arquitectura fluvial definida en los perfiles o frentes de extracción norte y este, en el hueco minero El Combo. Columnas estratigráficas esquemáticas. La representación en detalle de estas columnas se encuentra en el Anexo III.

granodecreciente y estratodecreciente. Comienza con 30 cm de arenas gruesas con estratificación cruzada en surco. Sobre éstas, en contacto neto se dispone una alternancia de arenas y limos. Las primeras capas de arenas tienen 10 cm de espesor, con laminaciones horizontales, mientras que los limos no llegan a los 5 cm. A partir de aproximadamente un metro de relleno las arenas prácticamente desaparecen hacia techo.

La unidad de finos (**FF**), tiene un espesor variable ente 1 y 1,20 m. Está formada por una secuencia positiva de arenas limosas a limos arcillosos, de aspecto masivo. En la base se aprecia la bioturbación intensa por raíces. Sobre esta unidad se desarrolla el suelo agrícola actual.

11.3.1.3.c Interpretación

La interpretación de la primera unidad de gravas (**GB**) es complicada debido al escaso afloramiento de ésta. Por otro lado, la geometría de los niveles de acreción lateral permite reconstruir de forma teórica la forma y las dimensiones del canal (fig. 11.10). Se trata de un meandro de pequeñas dimensiones, con un radio de curvatura mínimo de 130 m, una anchura de canal de aproximadamente 60 m y una profundidad máxima de 2,2 m. De nuevo encontramos un pequeño canal secundario de crecida, de tipo chute, que aprovecha los surcos y crestas dejados por las superficies de acreción lateral.

Este meandro avanza hacia el oeste, erosionando la unidad basal de gravas (**GB**).

Llama la atención la escasa potencia de la llanura aluvial. El suelo, situado en la unidad **FF**, es el más desarrollado y profundo de los observados en la llanura aluvial del Jarama.

11.3.1.4. Puente Largo

11.3.1.4.a Situación

Este hueco minero se encuentra junto al llamado Puente Largo sobre el río Jarama en Aranjuez (fig. 11.11). Casi todo el hueco de extracción está cubierto por escombros y parcialmente inundado por las aguas del nivel freático. Solamente es accesible el frente de extracción este y en dos o tres puntos. Los derrubios a pie de talud dificultan la visión del registro, especialmente en el extremo norte.

Desde un punto de vista geomorfológico se encuentra en la llanura hitórica.

11.3.1.4.b Descripción

La llanura aluvial se apoya en un extenso paquete de arcillas azuladas, (gredas) típicas de las unidad pleistocenas Arganda I y II. El espesor de la llanura aluvial es de 6 m.

Se han diferenciado tres grandes formas (fig. 11.11). La primera y más extensa en el afloramiento es una unidad de acreción lateral de gravas (**LA**). En el

extremo norte del afloramiento comienza a aparecer un nivel arcillas de color gris, que probablemente represente el relleno de un canal abandonado. Por encima de la unidad **LA**, en un contacto neto y plano se disponen varios cuerpos plano-convexos de gravas (**GB**) y arenas (**SB**). Por último se encuentra la unidad de finos de decantación (**FF**).

La unidad de acreción lateral (**LA**) está formada en su totalidad por niveles de gravas. Se han diferenciado un mínimo de 6. Cada nivel tiene un espesor entre 50 y

70 cm. Las gravas que lo forman tienen un tamaño medio de 5-7 cm y el centilo alcanza los 25 cm, con forma subredondeada. Las litologías más representadas son la cuarcita, en menor medida el cuarzo y ocasionalmente granitoides y rocas metamórficas. La matriz es de arenas de tamaño medio y fino. Los contactos entre niveles son planos y paralelos entre sí, inclinados 2-3°. Hacia techo se acuñan y tienden a la horizontal. Se pueden seguir durante más de 200 m de longitud en afloramiento y la potencia de la unidad completa varía de 3 a 4m. La progradación

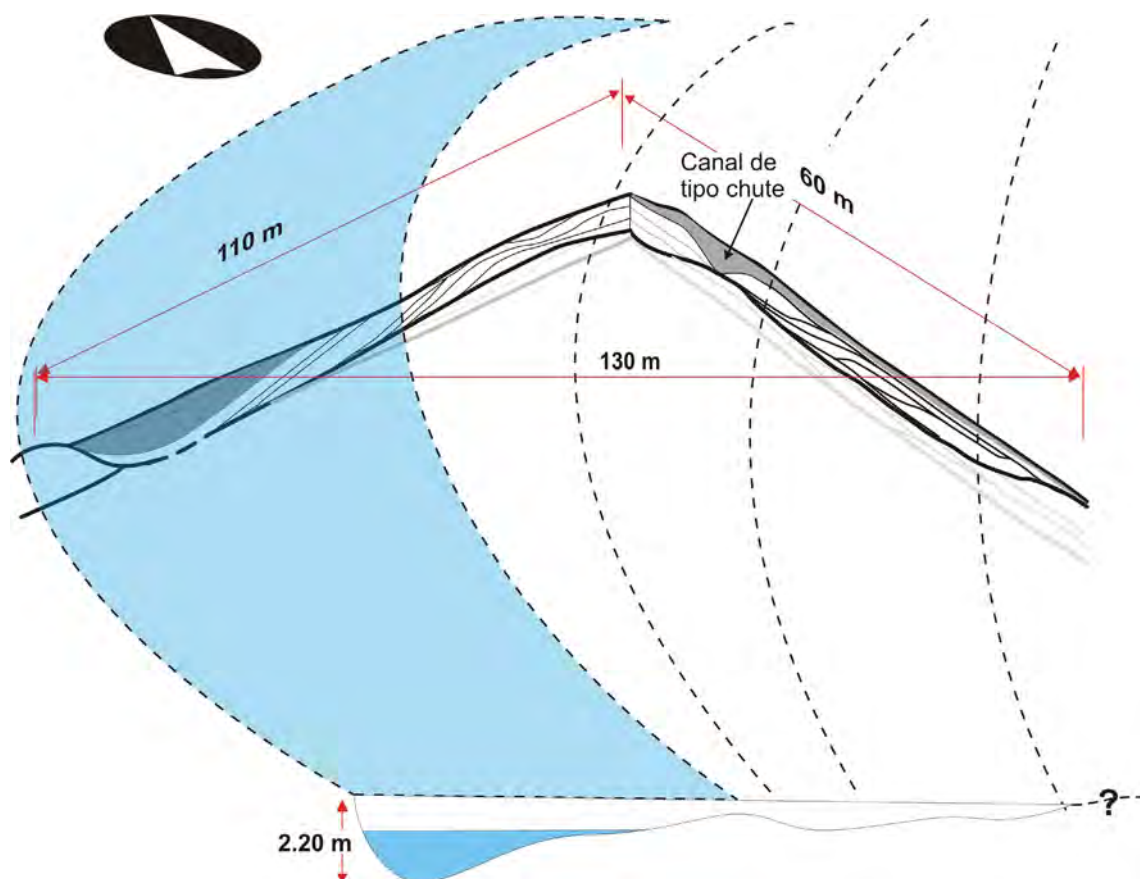


Figura 11.10. Interpretación de la posición y dimensiones del canal abandonado a partir de la arquitectura fluvial de los frentes norte y este descritos en el hueco minero El Combo. Llanura aluvial del río Jarama, Titulcia.

es hacia el norte.

En el extremo sur del corte, se encuentran anclados en esta unidad, una serie de pilares de madera de un antiguo puente. El tablero del mismo se encuentra a unos 20 cm por encima del techo de esta unidad. (fig. 11.12).

Por encima de la unidad de acreción lateral se disponen tres cuerpos progresivamente de mayor tamaño hacia el norte, de geometría plano-convexa. Están formados por gravas en la base (**GB**) y arenas a techo (**SB**). En el muro son muy habituales los fragmentos de cerámica rodada, cantos blandos y restos vegetales. Alcanzan un espesor de hasta 1,5 m.

Las gravas son cantosostenidas, con tamaños medios de 4-6 cm y centilos de 8 cm. La matriz es de arenas muy gruesas y gravillas. Se apoyan en un lag de cantos.

Los cuerpos de arenas están formados por niveles de arenas, con espesores y estructuras muy variadas. Predominan los niveles de 20-30 cm de espesor, de arenas gruesas bien seleccionadas con estratificación cruzada en surco. Ocasionalmente aparecen pequeñas capas (<10cm) de arena muy fina y limo con trenes de ripples trepadores (*climbing*).

En algunos puntos, a techo se dispone una alternancia de capas de 10 cm de arenas finas con estratificación cruzada en surco con capas de 5 cm de limos con estratificación horizontal paralela.

Esta unidad termina de colmatar el puente de madera antiguo. La datación por C ¹⁴ de un resto vegetal en la base de esta unidad aporta el siguiente intervalo de edades: Cal AD 1510-1600, 1620-1700, 1720-1820, 1840-1880 y 1920-1950. Este puente de madera, no aparece representado en ninguno de los mapas históricos disponibles. Es anterior a la construcción de el Puente Largo, situado 100 m aguas abajo y fechado en el año 1761 (López Gómez, 1998).

La unidad de finos de decantación (**FF**), se adapta a la geometría anterior y en la actualidad está intensamente alterada por la actividad agrícola. Sólo se identifican rasgos del sedimento original en la base. Se identifican pequeñas secuencias granodecrecientes, de 5-10 cm de espesor, compuestas por un nivel de arenas de tamaño medio, masivas y de limos arcillosos de color oscuro. Los contactos están deformados por la intensa bioturbación. Hacia techo disminuyen de tamaño y aumenta la alteración por bioturbación.

11.3.1.4.c Interpretación

El desarrollo de este arco de meandro enterrado es difícil de precisar. El puente antiguo de madera, probablemente anterior al Puente Largo (1761), fue instalado sobre las superficies de acreción lateral y probablemente las formas plano-

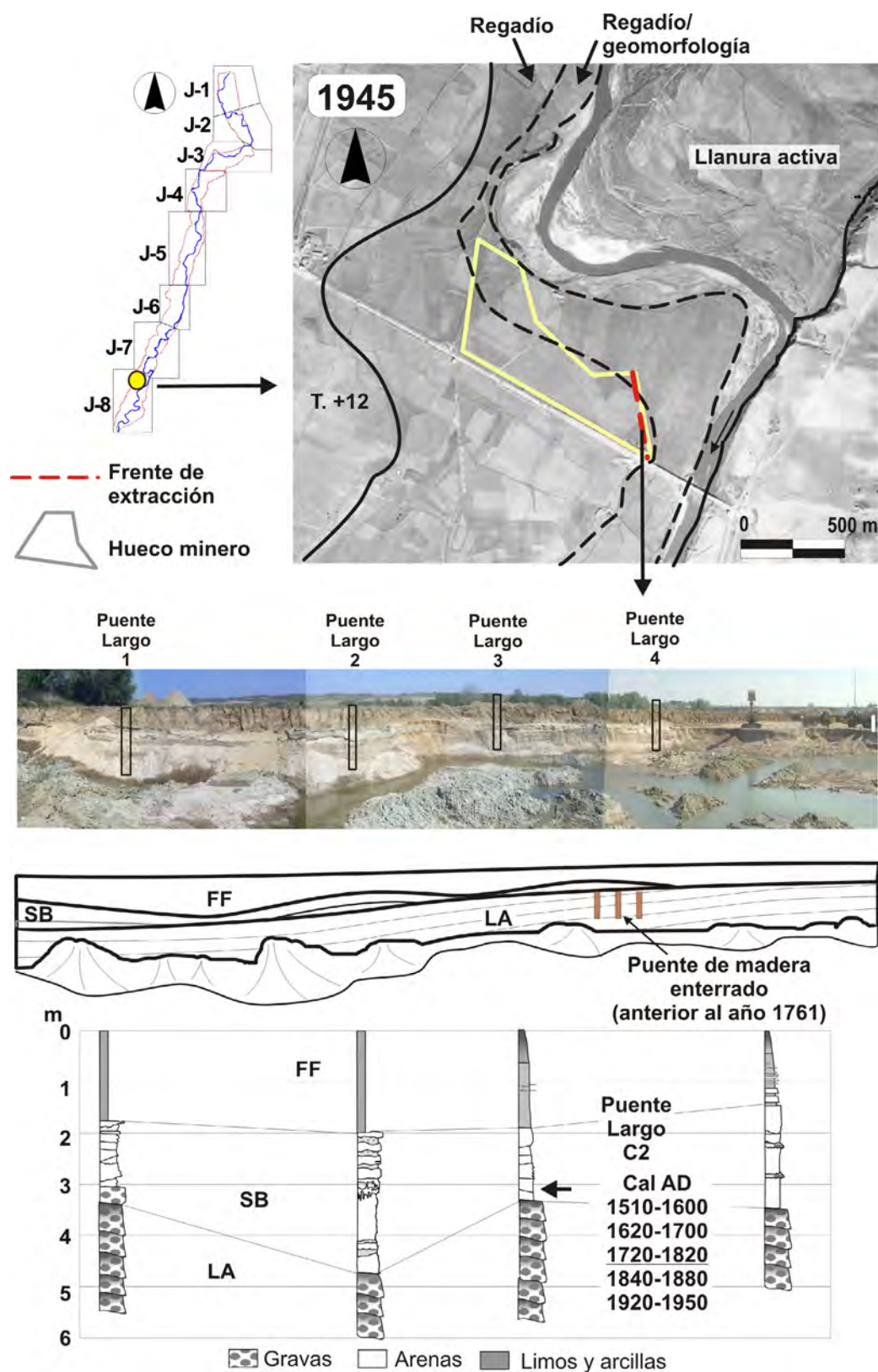


Figura 11.11. Hueco minero Puente Largo en la llanura aluvial del río Jarama en Seseña. De arriba a abajo, localización en la zona de estudio, proyección sobre la ortofoto del año 1945, vista general del frente de extracción estudiado, interpretación de la arquitectura fluvial y representación esquemática de las 5 columnas estratigráficas levantadas. La representación en detalle de estas columnas se encuentra en el Anexo III.



Figura 11.12. Posición del puente de madera en el perfil este descrito en el hueco minero Puente Largo, Seseña.

convexas de gravas y arenas (**GB** y **SB**), asociadas a la evolución del meandro, lo colmataron. Estas formas corresponden a barras longitudinales situadas por encima de una barra de punta (**LA**).

11.3.1.5 Resultados y discusión.

Esta aproximación al registro estratigráfico del río Jarama, nos da una visión general de los depósitos y un orden de magnitud de la dificultad de su estudio. El número de depósitos descritos no es representativo de la evolución de la llanura aluvial, pero aporta algunos datos interesantes que cabe destacar. Se han ordenado cronológicamente los depósitos descritos, teniendo en cuenta los valores de anchura de los cauces y la longitud de las superficies de acreción lateral (tabla 2).

La llanura aluvial tiene un valor mínimo de espesor en la zona de mayor cronología relativa (El Combo) y un valor máximo en las zonas más cercanas al cauce, cronológicamente más recientes. La magnitud de la incisión del río Jarama en la llanura aluvial, desde sus márgenes hacia el cauce actual es por tanto aún mayor de la que muestra en superficie.

No se han detectado deformaciones en los depósitos holocenos y tampoco en el contacto de la llanura con los depósitos pleistocenos que, al menos a escala de afloramiento, es plano y horizontal.

Por otro lado, independientemente de la cronología y posición de los depósitos, todos comparten una arquitectura fluvial similar: unidades de acreción lateral (**LA**) formadas por niveles de gravas canto-

sostenidas, que acaban en canales abandonados (**CH**), por encima canales de tipo chute (**CH**) y finalmente términos de acreción vertical (**FF**). En todos los casos la relación de la longitud de las superficies de acreción lateral es aproximadamente 2/3 de la anchura del canal, tal y como define Leeder, (1973), en geometrías dominadas por unidades LA y CH. Sin embargo, se han observado variaciones importantes en el tamaño general de estas formas.

De nuevo los valores mínimos, 60m de anchura del cauce y 150m de las superficies de acreción lateral, corresponde en la zona de mayor cronología relativa (El Combo). Valores similares de anchura media se encuentran en el canal de avulsión de Arganda (60-70m) y en el canal de avulsión de San Martín de la Vega (60-80 m), en los sectores J4 y J5 respectivamente.

Los valores máximos de longitud de las superficies de acreción lateral y de los cauces aparecen, de forma general, en los sedimentos más recientes y más cercanos al cauce actual (tabla 11.2). Sin embargo estos resultados deben ser considerados como orientativos, por el bajo número de afloramientos descritos y porque en el río Jarama coexisten meandros de tamaño y forma muy variable.

Respecto a la arquitectura fluvial, para Miall, (1985) la geometría interna y la composición de las litofacies de elementos de tipo **LA** es muy variable y depende de la geometría del canal y del tipo de carga. Sin embargo, en este caso

llama la atención la homogeneidad de los depósitos, concretamente de los niveles de acreción lateral formados por gravas. Este registro difiere completamente de los modelos clásicos de acreción lateral en barras de punta elaborados por Allen, (1970), con variación en la vertical de tamaño de sedimento y estructura interna. Cabe pensar que corresponden a eventos de alta energía, por el tamaño del sedimento y relativamente constantes por la ausencia de variaciones. También hay que destacar la baja proporción de depósitos de arena, localizados sobre la última superficie de acreción lateral en meandros abandonados. Tampoco se han localizado depósitos de derrame en el registro, tan abundantes por otro lado en las fotografías aéreas. Probablemente esta distribución del sedimento pone de manifiesto una dinámica fluvial dominada por los eventos de alta energía.

En la bibliografía, existe un ejemplo similar en el río Reno (Ori, 1979), con un registro formado por la sucesión de superficies de acreción lateral y en la parte superior canales de tipo chute y facies de acreción vertical. Este ejemplo no es del todo comparable con el río Jarama porque se trata de un río efímero sobre un abanico aluvial y con una pendiente tres veces mayor, resultando en una longitud menor de la superficies de acreción lateral (~100m) y con una inclinación de 5 a 10°. Sin embargo este río y otros actuales de baja sinuosidad y carga de fondo de gravas

Nombre	El Combo	Pte. Largo	Soto Gutiérrez	Las Arriadas
Zona geomorfológica	Llanura pre-histórica	Llanura histórica	Zona activa	Zona activa
Cronología Cal AD		1510-1950	1510-1950	
Cronología mapas históricos	<1775	<1775	<1877	1816-1877
Profundidad de la llanura (m)	3,5	6	6-7	7
Anchura del cauce (m)	60	?	80-100	130
Longitud de las superficies de acreción lateral (m)	150	>300	~200	>300

Tabla 11.2. Resumen de datos estratigráficos obtenidos en el análisis 3D en la llanura aluvial del río Jarama.

(Bluck, 1975); Jackson, 1976 y 1978; Gustavson, 1978; Maizels, 1988 y Smith, 1989), comparte características similares al río Jarama: pendientes altas, superiores 0.0017 m m^{-1} , carga de fondo de gravas (>30 mm y centilos entorno a los 8-10 y hasta 15-20 cm) y por último un régimen de caudal muy irregular (tabla 11.3). El índice de sinuosidad más frecuente es 1,3 aunque pueden alcanzar valores cercanos a 2.0 en aquellos ríos con menor caudal o con menor tamaño de las gravas. Los registros sedimentarios, sin ser del todo comparables con los del río Jarama, tienen como protagonistas los depósitos de acreción lateral de gravas y la ausencia de arenas y limos entre éstos. Todos los autores coinciden en la importancia de un régimen de caudal muy irregular en la formación de estos depósitos. Así, por ejemplo Jackson II (1978) describe en el río Wabash (Illinois, EEUU) secuencias

verticales que no denotan disminución de energía de flujo, con un predominio de geometría en láminas (*sheet-like*) de gravas en *point-bars*. El registro estratigráfico del río Tywi (Gales, Reino Unido), es descrito por Smith (1989) como láminas de gravas "*multilateral gravel sheets*", que representan el crecimiento de barras individuales, extensas lateralmente y de bajo ángulo. En los dos casos el movimiento de las barras sólo ocurre durante los eventos de inundación y el registro resultante es notoriamente monótono, sin variación de estructuras. En el río Nueces (Texas, EEUU), Gustavson (1978) llega a la conclusión de que sólo durante los mayores eventos de inundación es cuando se mueve más del 90% del sedimento disponible, (gravas de 35 mm de tamaño medio y centilo de 10 cm) siendo entonces cuando el río puede transportar las barras de gravas y cambiar

Río	Varios ríos en Escocia	Lower Wabash	Vermilion	Little Wind	Nueces	Reno	Upper Deeside	Tywi	Jarama
Autor	Bluck (1975)	Jackson II (1976)	Jackson II (1978)	Jackson II (1978)	Gustavson (1978)	Ori (1979)	Maezels (1988)	Smith (1989)	Uribelarra (1998)
Caudales	* 10-20 1-2 50-100	** 46 8631 2	28 - -	4 - -	20-30 17.000 0	Régimen torrencial	12.5 94 (anual)	38 370 -	38 1064 5
Gradiente m m ⁻¹	? Ocupa valles glaciares	0.0013	0.0047	0.0046	0.0018	0.0037	0.0033	0.0050	0.0017
Sedimento predominante	Gravas	Gravas y arenas	Gravas	Gravas	Gravas	Gravas	Gravas	Gravas	Gravas
Media mm	-	-	0.8	10	35	30	Media del centilo: 7.7 cm	-	30-40
Centilo cm	-	-	1	20	10	12		-	12-15
Índice de sinuosidad	1.0-1.6	1.5	1.7	2.0	1.3	1.7-2.0 (Inferido)	1.3	1.2-1.3	1.1-1.3
Afloramientos	No	NO	NO	NO	NO	SI	NO	NO	
Otros	Retrabaja morrenas glaciares			Inundaciones por deshielo de nieve		Abanico formado en periodo húmedo	Anchura cauce =76 m	Anchura llanura aluvial =700-1200 m	Valle asimétrico. Anchura llanura aluvial =1800 m

* Fuente: Centre for Ecology&Hydrology www.nerc-wallingford.ac.uk

** Fuente: U.S. Geological Survey. Water Resources of Indiana. <http://in.water.usgs.gov>

Tabla 11.3. Comparación de valores fluvio-sedimentarios en ríos de baja sinuosidad con carga de gravas y el río Jarama.

de forma. Este autor documenta además la sedimentación de arenas y limos sobre las barras de gravas durante caudales medios y bajos, que son erosionadas durante la siguiente inundación. También (Schwartz, 1978) documenta en el río Rojo, en Oklahoma y Texas (EEUU), cómo las superficies de acreción lateral de gravas son cubiertas por pequeñas barras y canales, durante caudales medios y bajos. En otro río con carga de gravas, el río Endrick (Escocia, Reino Unido), Bluck (1975) señala que los sedimentos finos desaparecen al inicio de una inundación, antes de que se inicie el transporte de las gravas. Por último, Smith (1989), en el río Tywi (Gales, Reino Unido) señala que los sedimentos finos son lavados durante los periodos de acreción de barras y sólo se preservan las arenas cuando hay un abandono del canal.

Una barra de punta en el río Jarama evoluciona por tanto de la siguiente manera (fig. 11.13):

1) Durante los periodos de caudal medio el canal transporta fundamentalmente arenas. Igualmente, se adosan pequeñas barras a la parte interna de los meandros y se producen ligeras erosiones en las márgenes externas. A canal lleno el río puede transportar gravas en el fondo del canal, modificar las barras arenosas situadas en la parte interna del meandro e incluso ocupar canales secundarios.

2) Durante un evento de inundación el canal del río Jarama aumenta considerablemente su anchura, con una importante concentración de flujo entorno al cauce debido a la pendiente del valle. Este flujo retrabada las formas compuestas por sedimentos de textura arenosa, dejando al descubierto la superficie de acreción lateral de gravas, sobre la cual se puede acumular un nuevo cuerpo. Sobre ésta, deposita una nueva. Al mismo tiempo se produce la erosión del banco externo y el desplazamiento del meandro. En la llanura aluvial puede haber depósitos de derrame.

3) La disminución del caudal tras el evento de inundación favorece de nuevo la sedimentación de barras de arenas sobre la última superficie de acreción de gravas. En estas barras se han descrito diversas estructuras de corriente, pequeños canales de concentración de flujo y una selección granodecreciente. Los sedimentos finos, como limos y arcillas, percolan hasta el techo de las gravas matriz sostenidas sobre las que se apoyan. Este proceso ha sido explicado por Miall (1996) en la formación general de la litofacies **Gm** en sedimentos fluviales. La presencia de estos limos ayuda en campo a separar las diferentes superficies de acreción lateral.

4) El meandro evoluciona de este modo hasta que alcanza una curvatura inestable durante un evento de inundación. Hasta el año 1877 esa curvatura está definida por

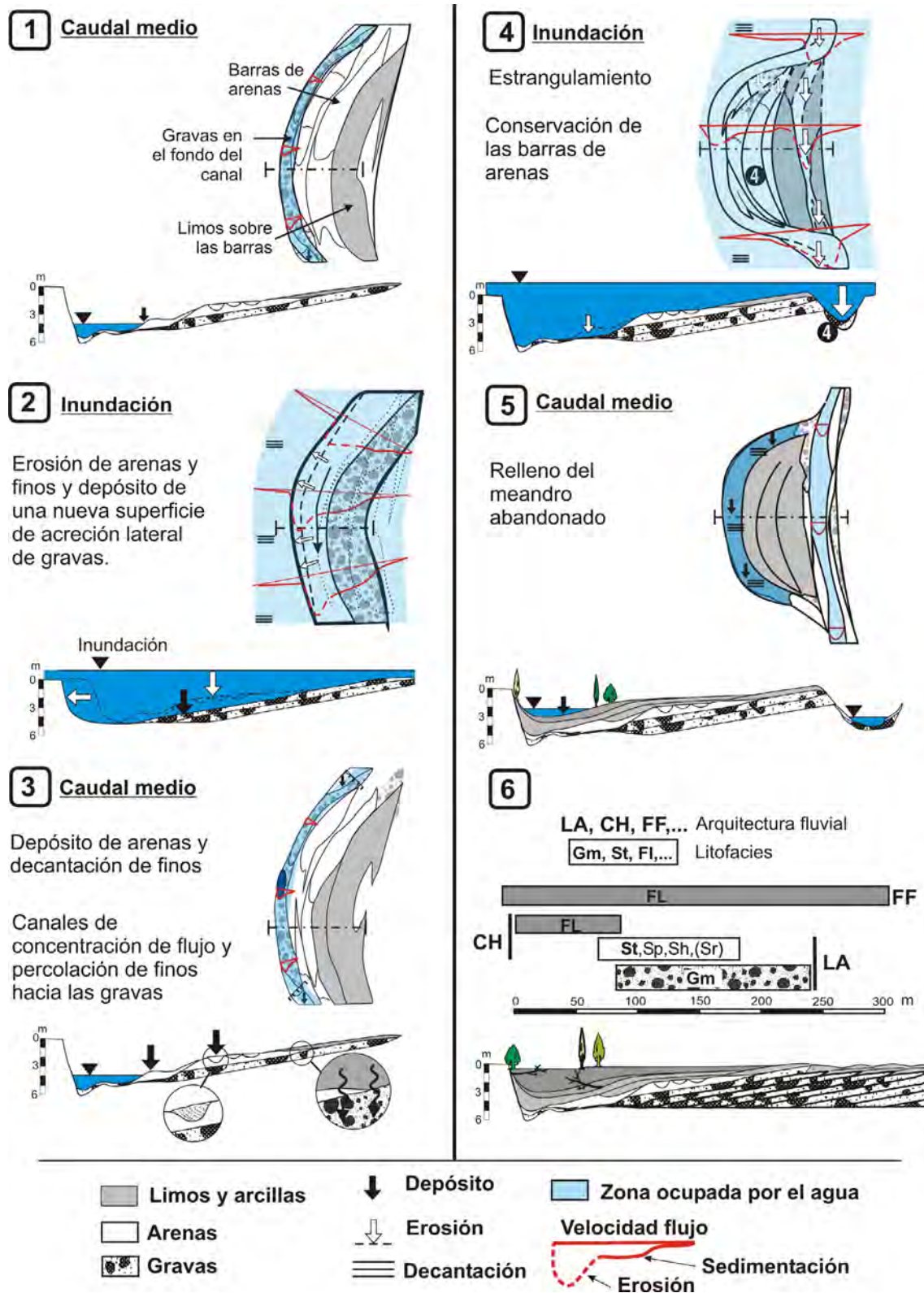


Figura 11.13. Modelo de evolución de un meandro en el río Jarama hasta su estrangulamiento y colmatación. Definido a partir de los resultados del análisis del registro estratigráfico de la llanura aluvial de este río.

un índice de sinuosidad de 1.75 y al menos a partir de 1945 inferior a 1,60. En el siguiente evento de inundación se produce un estrangulamiento, normalmente de tipo chute, y el flujo principal transcurre por el nuevo canal. No se produce por tanto la erosión de las barras arenosas dentro del canal abandonado y se conserva el perfil completo del canal, con la superficie de acreción lateral de barras de arenas y los sedimentos finos sobre ésta. Por tanto, solamente en el caso de un estrangulamiento o avulsión es posible la conservación de las barras y depósitos arenosos.

5 y 6) Los sucesivos periodos de caudales altos y eventos de inundación favorecerán la colmatación del meandro abandonado. Solo en caso de estrangulamiento encontraremos representadas las facies de sedimentos arenosos y finos.

Este modelo es principalmente aplicable a los tramos sinuosos. En los tramos rectos e intermedios el modelo de sedimentación puede ser diferente, aunque a partir de los datos disponibles no se pueden precisar. En este sentido, ante un mismo evento de inundación la geometría local del cauce debe de ser decisiva en el transporte del sedimento. Por ejemplo en la inundación del año 1947, cuyos efectos se pueden cuantificar mediante la comparación de las fotografías aéreas de los años 1945 y 1956, el proceso dominante en los tramos rectos correspondió a la migración aguas abajo de 20 a 30 m de las barras laterales,

conservando prácticamente la misma forma y tamaño. Quizás estos tramos actúen sólo como zonas de transferencia.

Tampoco se ha podido identificar el proceso de migración de los tramos intermedios, en los que predomina la traslación de los cauces sin modificar su forma (ver apartado 8.5.2).

11.3.1.6. Consideraciones generales del río Jarama

- El análisis del registro estratigráfico de la llanura aluvial del río Jarama, requiere de un estudio más amplio para poder establecer un proceso evolutivo similar a los cambios observados en su geomorfología.
- El espesor de la llanura aluvial varía de 3,5 m a 7 m. El valor mínimo corresponde a la **llanura pre-histórica** (o zona estabilizada), que es la más elevada y alejada respecto al cauce actual y por tanto la más antigua. Los valores máximos se encuentran siempre en la **zona activa**.
- A escala de afloramiento no se han detectado deformaciones de los depósitos holocenos. Tampoco del contacto con los sedimentos fluviales pleistocenos infrayacentes.
- Todos los afloramientos visitados comparten una arquitectura fluvial similar: unidades de acreción lateral (**LA**) formadas por niveles de gravas canto-sostenidas, que acaban en canales abandonados (**CH**), por encima canales de tipo chute (**CH**) y finalmente términos

de acreción vertical (**FF**).

- La única variación entre unos afloramientos y otros es la dimensión de las unidades **LA** y **CH**. De nuevo los valores mínimos se encuentran en la **llanura pre-histórica** y los máximos en la **zona activa**.
- En la construcción de la llanura aluvial del río Jarama predominan la acreción lateral frente a la acreción vertical.
- Los arcos de meandro evolucionan mediante el adosamiento de superficies de acreción lateral de gravas cantosostenidas durante eventos de inundación. Estos eventos erosionan los depósitos de arenas y limos depositados durante periodos de caudales medios. Los sedimentos finos sólo aparecen asociados a canales abandonados.
- El registro estratigráfico del río Jarama confirma la importancia de los eventos de inundación en la construcción de la llanura aluvial. Probablemente el caudal y la carga de fondo han variado en el tiempo, pero no así el ambiente de sedimentación.

11.3.2. Estratigrafía de la llanura aluvial del río Tajo.

En la llanura aluvial del río Tajo se ha tenido acceso a dos huecos mineros, en Añover de Tajo. Igualmente se ha contado con la descripción de cuatro sondeos mecánicos realizados para la construcción del puente de la carretera variante N-401 sobre el río Tajo en Toledo. Por último se ha

descrito el testigo de un sondeo mecánico de 13 m de profundidad, realizado en las inmediaciones del Palacio Galiana, junto a Toledo.

11.3.2.1. Soto del Lugar

11.3.2.1.a. Situación

Este hueco minero se encuentra a pocos metros del río Tajo, en su margen derecha, en la localidad de Añover de Tajo. La extracción de arena y grava se realiza hasta el contacto con el sustrato terciario infrayacente, a los 6-7 m de profundidad (fig. 11.14). Dentro del hueco minero se ha podido documentar parcialmente un frente de extracción de unos 150 m de longitud

11.3.2.1.b. Descripción

Se diferencian 3 grandes unidades fluviales, de muro a techo: unidad de acreción lateral (**LA**) formada por niveles de gravas, unidad de acreción lateral (**LA**) formada por niveles de gravas y arenas, y culminando la serie una unidad de finos de llanura (**FF**) (fig. 11.15).

La primera unidad **LA** tiene un espesor de 3 m y está formada por varios niveles entre 15 y 30 cm, de gravas **Gm**, **Gms** y **Gt**, con tamaños medios de 3-4cm y centilos de 8 y 10 cm. Son gravas redondeadas de cuarcita y en menor proporción de cuarzo. Las imbricaciones de cantos son abundantes. La matriz es de arenas muy

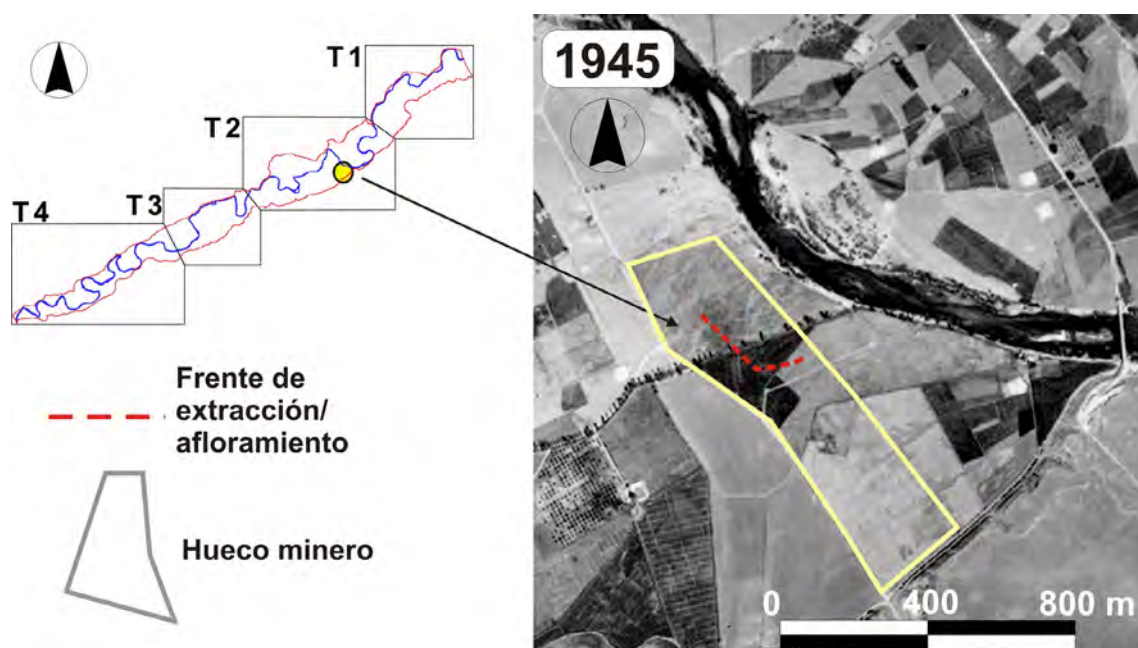


Figura 11.14. Hueco minero Soto del Lugar, en la llanura aluvial del río Tajo, en Añover de Tajo. De arriba a abajo, localización en la zona de estudio, proyección sobre la ortofoto del año 1945.

gruesas y gravillas. Aparecen intercalados algunos niveles de hasta 45 cm de espesor de arenas gruesas, bien seleccionadas y con estratificación cruzada en surco. Estos niveles presentan estratificación en *epsilon* en sets de más de 100 m de longitud y 3-4° de inclinación. Son relativamente frecuentes los fragmentos de cerámica muy rodados. Dentro de esta unidad LA, aparecen en varios puntos del perfil grandes troncos de árboles de más de 1 m de longitud y 0,5 m de diámetro en posición derivada. La datación numérica de uno de ellos mediante C^{14} da un intervalo de edades de Cal AD 1235-1315 y Cal AD 1350-1390.

La segunda unidad **LA**, se apoya en la anterior sobre un contacto neto y horizontal. Tiene un espesor de hasta 2 m y está formada por 5 niveles con

estratificación en *epsilon*, con una longitud máxima de 50 m. En la parte central estos niveles tienen inclinaciones cercanas a los 10°. Cada nivel está compuesto por 10-20 cm de gravas **Gm**, con un tamaño medio de 1-2 cm y centilo de 7 cm. Presenta abundantes cantos blandos de hasta 5 cm de diámetro. Por encima se disponen hasta 80 cm de arenas de tamaño medio, bien seleccionadas y con estratificación cruzada planar en sets de hasta 2 m de longitud. Hacia techo estratificación cruzada en surco y ripples de corriente.

Por encima, la unidad **FF**, con un espesor entorno a un metro, está intensamente alterada por la actividad agrícola. No se identifica el sedimento original.

11.3.2.1.c. Interpretación

La profundidad de la llanura aluvial es equivalente a la observada en la zona activa del río Jarama, entorno a los 6-7 m.

La primera unidad LA de acreción lateral corresponde a un río con carga de fondo mixta de arenas y gravas. La calidad del afloramiento no permite documentar la longitud total de los niveles de acreción lateral. Éstos tienen una longitud mínima de 100 m y una diferencia de altura de 3 metros. Al contrario de lo que ocurre en el río Jarama, aparecen pequeñas capas de arena y grava intercaladas en los niveles de grava. El tamaño del sedimento es mucho menor y también son abundantes las estructuras de corriente, incluso en las gravas.

En cuanto a la unidad **LA** superior, por el tamaño de los distintos niveles de acreción, su forma e inclinación, no parece corresponder al canal principal. Puede tratarse de un brazo del río Tajo o un canal de tipo chute.

11.3.2.2. Meandro abandonado T-6.

11.3.2.2.a. Situación

La apertura de un pequeño hueco minero junto al anterior, secciona parcialmente el meandro abandonado en una fecha anterior a 1775 (fig. 11.16). En esta sección se han podido documentar 3 m del relleno del canal.

11.3.2.2.b. Descripción

El afloramiento sólo da acceso a 3 metros de relleno de este canal abandonado, que han sido documentados con detalle en la columna T-6, (Anexo III).

Se trata de una secuencia granodecreciente con cinco grandes tramos:

Tramo 1. Barra de 50 cm de espesor, formada por gravas Gt. Tamaño medio 2-4 cm y centilo 6 cm. Cantos redondeados de cuarcita y cuarzo. Matriz muy escasa de arenas gruesas. Techo y muro horizontales.

Tramo 2. Secuencia positiva que comienza con un nivel de 25 cm de arenas gruesas con cantos sueltos y con estratificación cruzada planar (Sp). Culmina con 5 cm de limos con laminación paralela horizontal. Los contactos de techo y muro son netos y horizontales. Un resto orgánico encontrado en este tramo ha sido datado con radiocarbono en una edad Cal AD 1480-1670 y Cal. AD 1770-1800. A través de la cartografía histórica sabemos que este meandro fue abandonado entre 1775 y 1816.

Tramo 3. Secuencia positiva de 50 cm de espesor, formada por arenas gruesas con estratificación cruzada en surco en la primera mitad y de tamaño medio con estratificación cruzada planar (Sp), horizontal (Sh) y con ripples (Sr) hacia techo en la segunda mitad. La secuencia culmina con limos arcillosos con

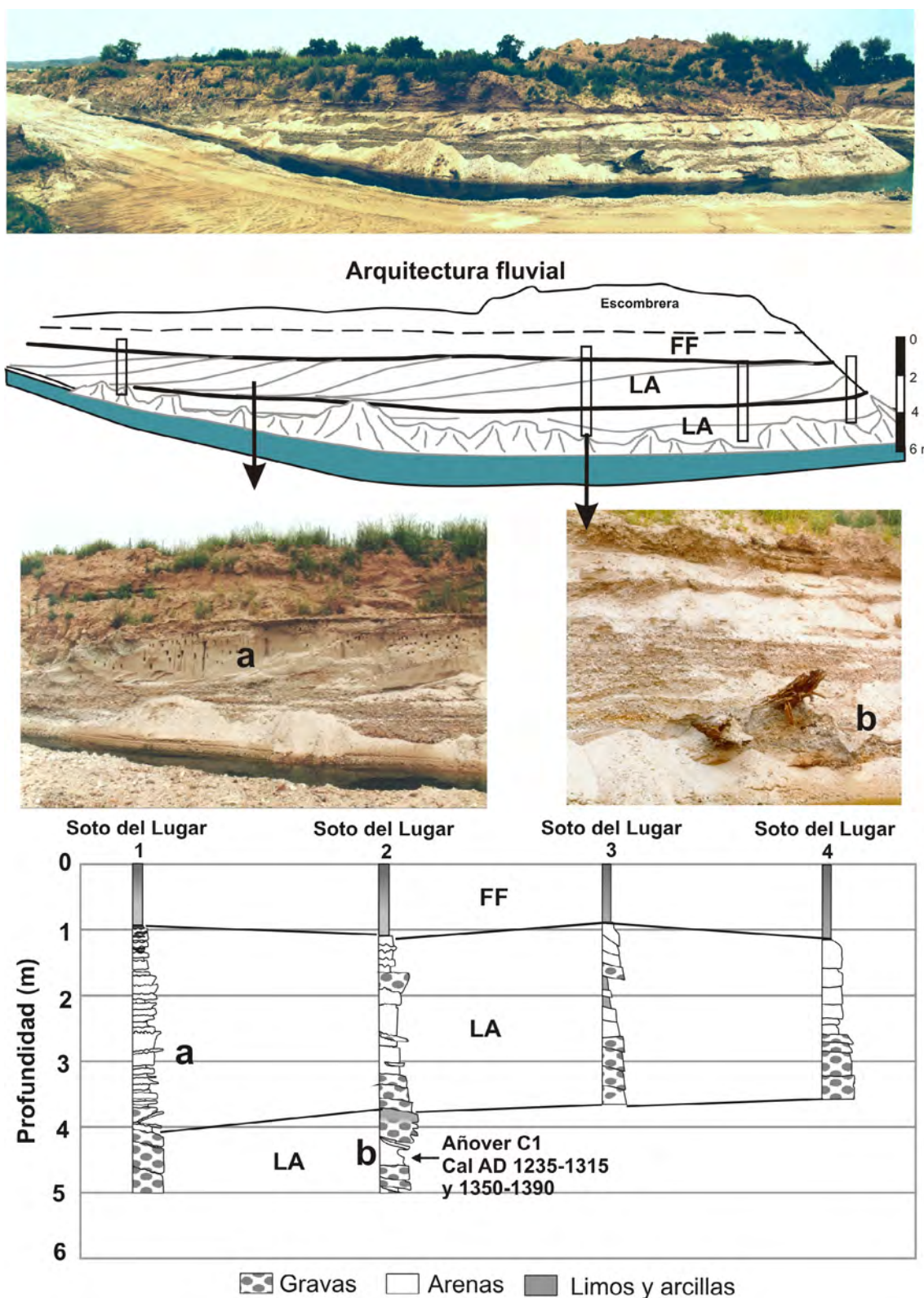


Figura 11.15. Esquema de la arquitectura fluvial definida en el perfil o frente de extracción accesible en el hueco minero Soto del Lugar. Columnas estratigráficas esquemáticas. La representación en detalle de estas columnas se encuentra en el Anexo III.

laminación paralela horizontal. El contacto del muro es neto y erosivo.

Tramo 4. Nivel de 20 cm de espesor, de arenas finas, bien seleccionadas, con laminaciones y diferentes tipos de ripples de corriente. Los contactos de techo y muro son netos y horizontales.

Tramo 5. Secuencia de 150 cm de arenas finas y limos que se disponen en una serie granodecreciente y estratodecreciente. En la base los términos arenosos tienen de 5 a 7 cm de espesor y hacia la mitad del tramo sólo 1 cm. Aparecen dispersas, pequeñas láminas de arenas muy finas entre los limos. La bioturbación es muy intensa y aumenta a techo. En la parte superior se conservan abundantes restos vegetales.

11.3.2.2.c. Interpretación

La presencia de una barra de gravas de pequeño tamaño y de las secuencias arenosas posteriores, confirma el desarrollo de fases tractivas posteriores al estrangulamiento.

11.3.2.3. Carretera variante N-401 en Toledo

11.3.2.3.a. Situación y descripción

Para la realización del puente sobre el río Tajo de la carretera variante N-401 en la ciudad de Toledo, se practicaron 4 sondeos mecánicos (MOPU), para la obtención de un perfil geotécnico

(fig. 11.17). La descripción de estos sondeos se encuentra en el Anexo III. La información es muy escueta porque divide los materiales en limos y arcillas, arenas, gravas y materiales terciarios. Según estos sondeos el espesor de la llanura aluvial inmediatamente aguas arriba de la ciudad de Toledo es de 12 m. Por otro lado también hay que destacar que los limos y arcillas tienen espesores comprendidos entre 4,5 y 6 m.

Estos datos indican un aumento del espesor de la llanura aluvial y de la proporción de materiales finos.

11.3.2.4. Sondeo de Palacio Galiana

11.3.2.4.a. Situación

Se ha tenido acceso al testigo de un sondeo mecánico realizado en las inmediaciones del Palacio Galiana, en el centro del último arco de meandro del río Tajo antes de atravesar el torno de Toledo (fig. 11.18). El sondeo tiene una profundidad de 12,6 m, hasta el contacto entre la llanura aluvial y el sustrato terciario.

11.3.2.4.b. Descripción

La descripción detallada de este sondeo, a partir de los testigos recuperados se ha representado en la columna estratigráfica Palacio Galiana, Anexo III. Se trata de un sondeo geotécnico y por tanto con una escasa recuperación de las

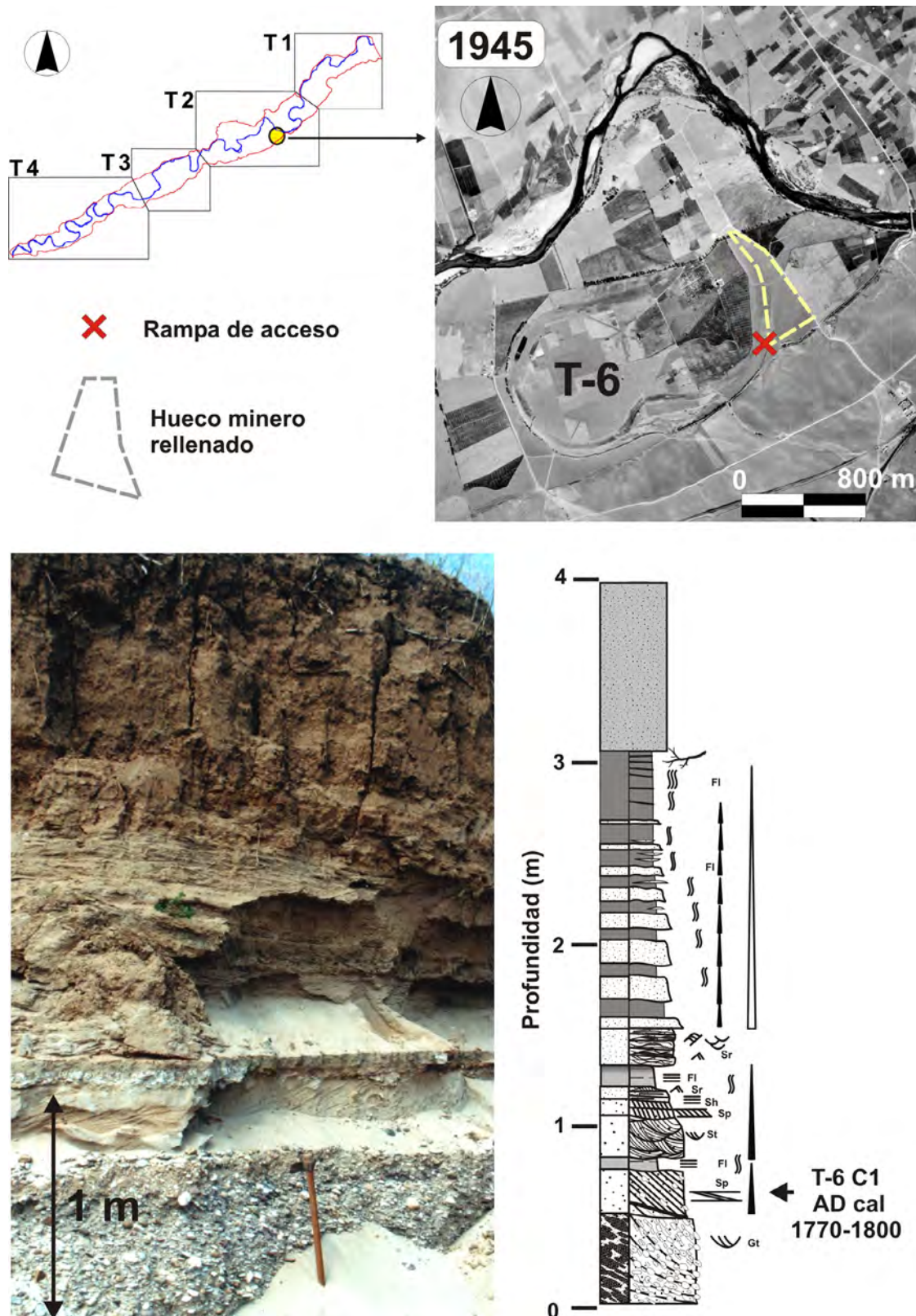


Figura 11.16. Afloramiento en la rampa de acceso de un hueco minero agotado en la llanura aluvial del río Tajo, en Añoover de Tajo. De arriba a abajo, localización en la zona de estudio, proyección sobre la ortofoto del año 1945, fotografía del afloramiento y columna estratigráfica levantada. La representación en detalle de esta columna se encuentra en el Anexo III.

gravas y arenas de mayor tamaño.

De forma resumida se ha registrado 2,7 m de gravas con tamaños medios de 3-4 cm. Predomina la cuarcita, aunque también se han encontrado numerosos cantos de granitoides y rocas metamórficas. Prácticamente todos los clastos tienen pátinas de carbonato cálcico. A continuación se disponen 2 m de arenas que alteran con limos. En ocasiones se identifican laminaciones. Por último aparecen 8 m de limos arcillosos y arcillas, con interrupciones marcadas por el aumento de materia orgánica (posibles

horizontes edáficos) y ocasionalmente cantos sueltos de rocas metamórficas muy rodadas y alteradas.

11.3.2.4.c. Interpretación

Este sondeo indica igualmente un aumento considerable del espesor de la llanura aluvial y de la proporción de materiales finos. A lo largo de los capítulos anteriores, tanto el análisis de la geometría de los meandros como de la dinámica de los cauces, indican una reducción paulatina de la movilidad de los cauces en el río Tajo

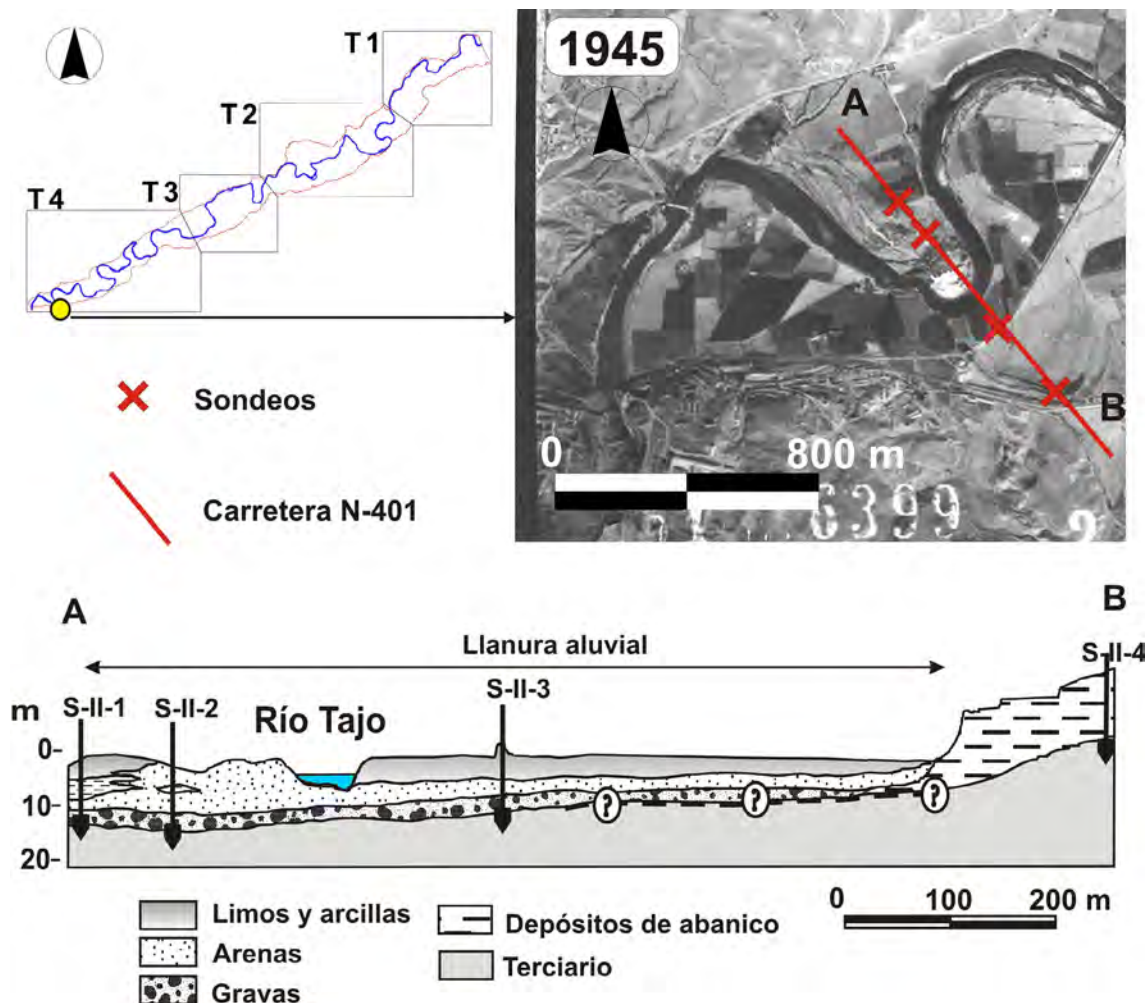


Figura 11.17. Trazado de la carretera N-401 sobre el río Tajo en Toledo. De arriba a abajo, posición de los sondeos geotécnicos, perfil geotécnico basado en los sondeos.

aguas abajo, especialmente en los últimos 15 km (fig. 11.19). En dicho análisis se apuntaba a varios factores, la presencia de una garganta rocosa (torno de Toledo), la reducción de la pendiente y el aumento de la cohesividad de la llanura aluvial. Es posible además que la existencia de este accidente geológico, provoque un control hidráulico inmediatamente aguas arriba, favoreciendo la reducción de la velocidad

y la acumulación de sedimentos. Esto explicaría la reducción de la pendiente y el aumento de la cohesividad de la llanura.

11.3.2.5. Resultados generales del río Tajo

La escasez de datos no permite establecer conclusiones significativas sobre el modelo sedimentario del río Tajo,

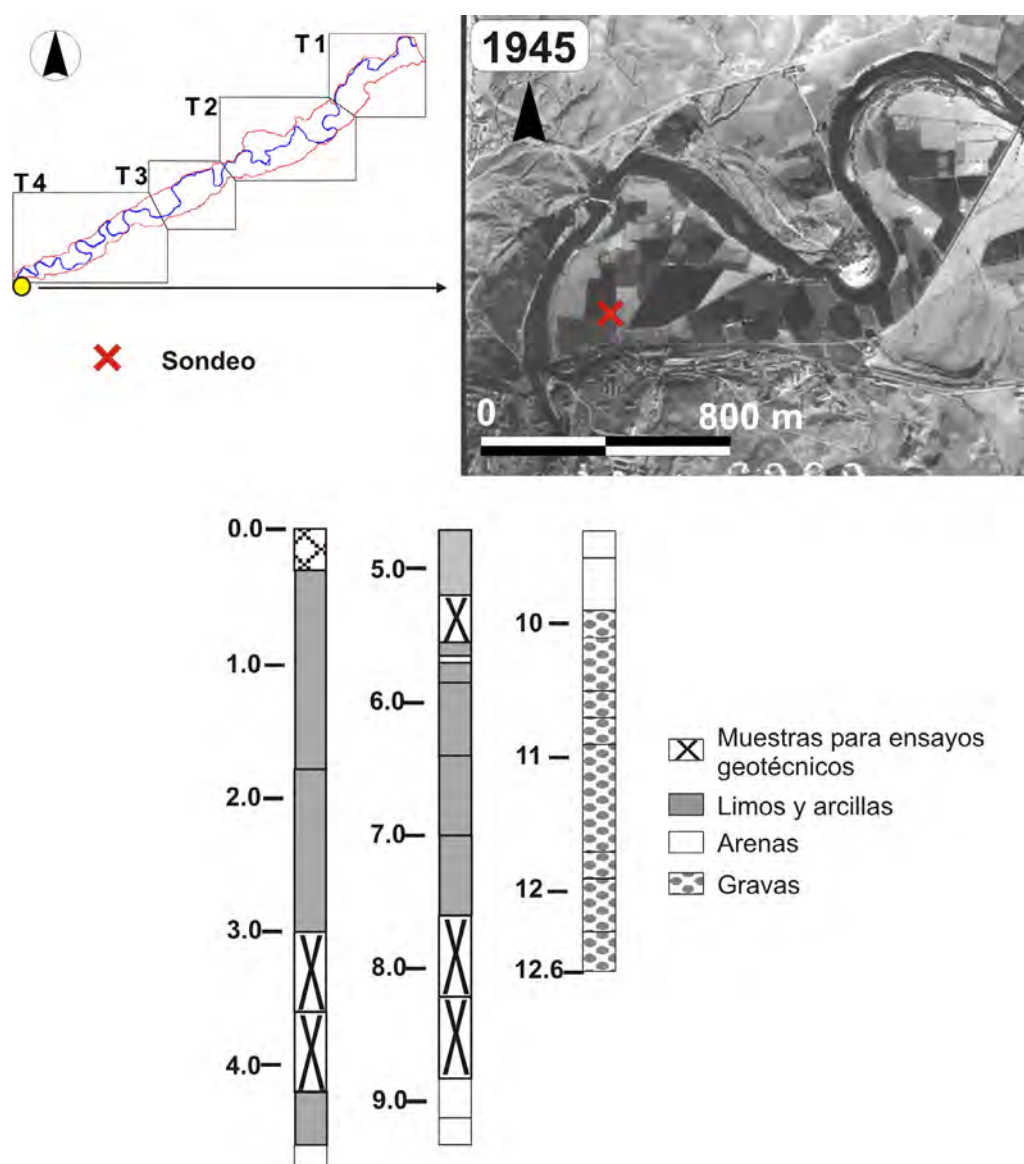


Figura 11.18. Sondeo junto al Palacio Galiana, en la llanura aluvial del río Tajo junto a Toledo. De arriba a abajo, posición del sondeo geotécnico, en la ortofoto del año 1945, representación esquemática de la columna estratigráfica descrita a partir del sondeo. La representación en detalle de esta columna se encuentra en el Anexo III.

aunque se puedan extraer algunos datos interesantes acerca del tipo de sedimento y espesor de la llanura:

- La profundidad de la llanura aluvial es equivalente a la observada en la zona activa del río Jarama, entorno a los 6-7 m. Sin embargo este valor llega a duplicarse aguas abajo, hasta los 12-13m inmediatamente aguas arriba de Toledo. El aumento de profundidad puede estar relacionado con la presencia de un tramo estrecho con lecho excavado en roca como es el torno de Toledo. La reducción en la sección del cauce en eventos de inundación produce un efecto de control hidráulico del flujo de inundación aguas arriba que favorece la sedimentación de la carga sólida.
- La carga de fondo es mixta de arenas y gravas. Las gravas son de un tamaño sensiblemente inferior a las del río Jarama. También son más abundantes las estructuras de corriente y la variación de formas en la vertical, incluso en las superficies de acreción lateral.
- La escasa migración lateral se concentra en la mitad aguas arriba de la llanura, entre Añoover de Tajo y Aranjuez. Aguas debajo de Añoover de Tajo aumentan los procesos de acreción vertical y la cohesividad de la llanura.

11.4.- Discusión

Teniendo en cuenta que el análisis de la estratigrafía se trata de una primera aproximación al registro estratigráfico de las llanuras aluviales, la principal

aportación reside en la combinación del estudio estratigráfico y geomorfológico, tanto en el análisis de campo como a la hora de interpretar los resultados. Precisamente la ventaja de estudiar la estratigrafía de una llanura aluvial es la posibilidad de relacionar las formas y la interpretación de los procesos y ambientes de sedimentación. La estratigrafía ha permitido localizar la posición en campo de formas, como barras o meandros en zonas activas en 1945.

En el río Jarama los datos recopilados en campo ponen de manifiesto, por un lado, la simplicidad de formas y, por otro, la gran variación en sus dimensiones. Así, la forma principal de construcción de la llanura aluvial es la acreción lateral de extensos niveles de gravas, sin variación de tamaños en la vertical. Este ambiente sedimentario indica la capacidad del río Jarama para transportar carga de fondo de gravas muy gruesas. Esta forma de construcción de la llanura aluvial ha sido comparada con otros trabajos en ríos de baja sinuosidad y carga de fondo de gravas (Ori, 1979; Bluck, 1975; Jackson II, 1976 y 1978; Gustavson, 1978, Maizels, 1988 y Smith, 1989). Solamente en caso de estrangulamiento del canal se conserva una mayor variedad de facies, con barras de arenas y relleno de canales con sedimentos finos.

En el caso del río Jarama, la complejidad del sistema reside en cambio en la gran variedad de dimensiones en la

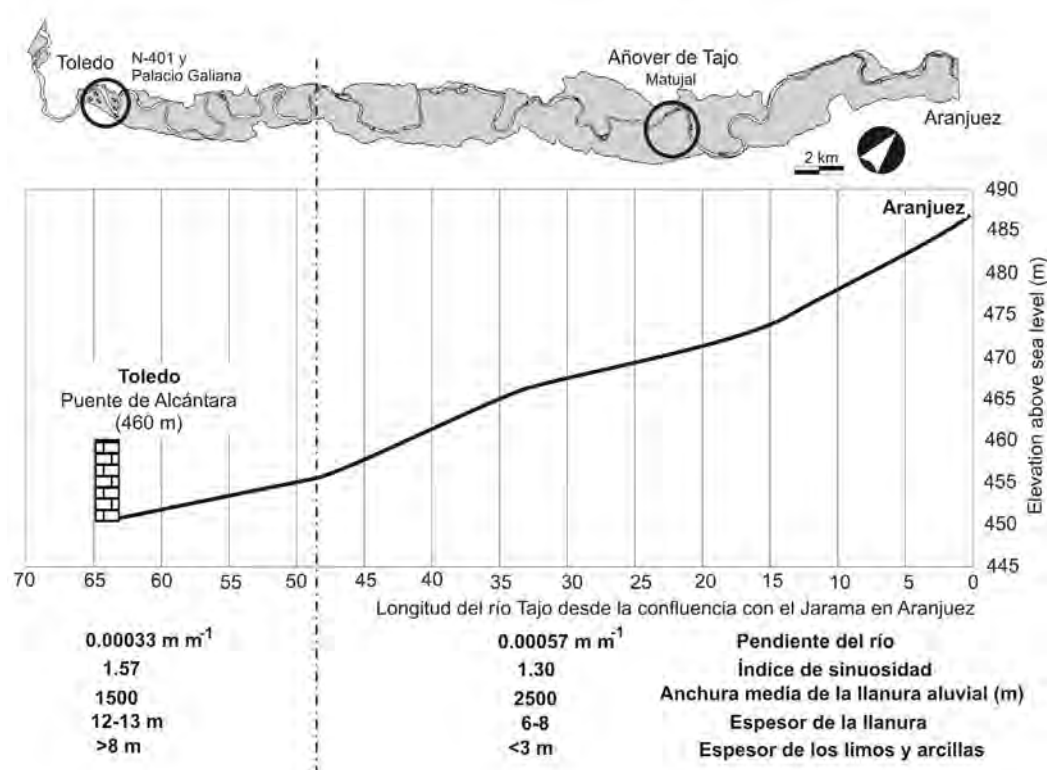


Figura 11.19. Llanura aluvial del río Tajo. Perfil longitudinal a lo largo del cauce entre Aranjuez y Toledo. Resumen de los valores geomorfológicos y estratigráficos en la zona con mayor y menor pendiente de este tramo fluvial.

que se desarrolla esta arquitectura fluvial. Encontramos superficies de acreción desde 150 m de longitud (transversal) y canales de 60 m, hasta superficies de más de 300 m y canales de hasta 130 m de anchura. En principio parece una variación coherente con la variedad de tamaños en los meandros del Jarama. Sin embargo, las dataciones existentes y la posición dentro de la llanura, parecen indicar que las mayores formas corresponden al principal periodo de migración **3a** (1877-1945), mientras que las de menor tamaño se adscriben a las zonas más antiguas de la llanura aluvial.

La estratigrafía del río Tajo es mucho más previsible, con arquitecturas y formas

bien documentadas y descritas en ríos sinuosos de carga mixta. No obstante cabe destacar la importante influencia del torno de Toledo en el perfil longitudinal y en el aumento de la acreción vertical en el tramo final del río, hasta alcanzar espesores de arenas muy finas y limos de más de 8 m.

La estratigrafía de estas llanuras aluviales conforma un amplio campo de estudio para el futuro, especialmente en relación con la reconstrucción paleohidrológica en el Pleistoceno Superior-Holoceno.

12



Síntesis de los resultados

12.1. Introducción

El estudio de la evolución y la dinámica de las llanuras aluviales de los ríos Manzanares, Jarama y Tajo, se han descrito en los capítulos 8, 9, 10 y 11, a través de los diferentes análisis de la geometría de los cauces (capítulo 8), de su migración (capítulo 9), la geomorfología fluvial y usos del suelo (capítulo 10) y finalmente de la estratigrafía (capítulo 11). Este capítulo pretende por un lado sintetizar estos resultados y por otro ofrecer una visión en conjunto a través de la ordenación cronológica y por corriente fluvial de los periodos diferenciados en este estudio. En concreto, estos periodos comprenden desde 1945 hasta 2004 en el

río Manzanares y desde 1580 hasta 2004 en los ríos Jarama y Tajo.

12.2.- Manzanares

12.2.1 Periodo: 1945

La fotografía aérea de 1945 muestra una situación heredada de varias décadas de intervención en el río aguas arriba, concretamente la canalización del río a su paso por Madrid a finales del siglo XIX, el dragado del cauce, la intervención y derivación de los caudales, etc. Los mapas históricos de Madrid muestran en general un río de muy baja sinuosidad, con abun-

dantes islas y pequeños brazos. Aguas abajo, ya en la zona de estudio y en 1945, el río tiene un canal principal de baja sinuosidad, pero todavía se aprecia una gran cantidad de canales secundarios.

En 1945 el 55% del trazado del río Manzanares es sinuoso, con un IS medio de 1,21, el 37% intermedio (IS medio = 1,04) y el 8% recto. Tiene un cauce poco profundo y somero respecto a la llanura aluvial, lo que favorece la ocupación de la totalidad de ésta durante eventos de inundación. Prevalece la acreción vertical, con el desarrollo de lóbulos de derrame y diques naturales, que dificultan el retorno del caudal de inundación. Este flujo superficial se organiza en una densa red de pequeños canales de concentración de flujo que en numerosas ocasiones acaban en charcas (*backswamp*). En los tramos de menor sinuosidad se desarrollan varios canales secundarios de crecida paralelos al cauce principal. Al menos durante los eventos de inundación el río podría configurar un patrón de tipo entrelazado. Casi toda la llanura aluvial está ocupada por vegetación, en lo que parece un bosque de ribera muy abierto.

12.2.2 Periodo: 1945-1956

Entre estas dos fechas la situación apenas ha variado. Los cambios más apreciables son la aparición de nuevos depósitos de derrame y de zonas encharcadas. La longitud total del río

disminuye debido a una ligera reducción de la longitud de los tramos sinuosos a favor de los intermedios, mientras que los rectos se mantienen constantes. El IS general, de los tramos sinuosos e intermedios disminuye de 1,21 a 1,19 y de 1,04 a 1,03, respectivamente. La tasa de migración anual se sitúa en 1,70 ha/año, y en total la zona de migración suma 20 ha. El 90% de las distancias de migración latera están por debajo de los 28m y la mayor distancia recorrida es 78m.

12.2.3 Periodo: 1956-1972

La regulación de caudales en cabecera con la construcción de sus dos grandes presas, Santillana en 1969 y El Pardo en 1970, (136 hm³) parece ser el detonante del inicio de una profunda transformación de la llanura y de la dinámica fluvial del río Manzanares. El cauce se ha encajado en la llanura y el área ocupada por los depósitos de derrame ha disminuido drásticamente de 45 ha a 5 ha. Esta transformación también afecta a las barras activas, que pasa de 75 ha a 8 ha a pesar de que la tasa de migración lateral aumenta, de 1,70 a 1,75 ha/año. Este incremento se aprecia mejor en la tasa de migración estandarizada, de 29,6 m²/m a 40,0 m²/m, porque la longitud total del río ha disminuido 834 m. La reducción del área ocupada por las barras activas se debe a que éstas han sido colonizadas por la vegetación.

La longitud de los tramos sinuosos

disminuye de 9.691 m a 8.961 m y de los intermedios de 7.054 m a 5.975 m. La sinuosidad de éstos no ha variado respecto a 1956. La longitud de los tramos rectos ha aumentado de 1.483 m a 2.548 m. Prácticamente el 80% de la llanura ha sido ocupada por zonas de pastoreo.

Se construyen 6.100 m de escolleras en varias márgenes externas de meandros, que reactivan la migración de otros tramos situados inmediatamente aguas arriba y que habían permanecido estables durante más de 30 años.

12.2.4 Periodo: 1972-1983

Entre 1972 y 1983 la longitud del río Manzanares no varía, sin embargo se registran cambios importantes en las características geomorfológicas de los tramos. La longitud de los sinuosos aumenta (8.961 m a 10.387 m), mientras que disminuyen los rectos (2.458 m a 1.785 m). Pero además el IS de los sinuosos aumenta de 1,19 a 1,23. El río aparece más encajado y su tasa de migración lateral ha aumentado hasta 2,01 ha/año. La longitud de las escolleras ha aumentado sólo 2.147 m. Este cambio se refleja también en el incremento del área ocupada por la barras activas, de 8 a 21 ha. El estilo de sedimentación del río Manzanares ha cambiado por completo, de acreción vertical a lateral. No obstante se aprecian importantes diferencias en la actividad fluvial a lo largo del valle. Casi todos los cambios se concentran en el último tramo (M3). En

ocasiones estos cambios, como depósitos de derrame o reactivación de canales secundarios, están condicionados por la posición de las escolleras e incluso de la posición de los cultivos de regadío.

12.2.5 Periodo: 1983-1999

Es la etapa con mayor número de cambios, probablemente asociados al aumento de caudales en los años hidrológicos 1986-87 y 1988-89, que suponen un 67% y un 88% respectivamente de la aportación media anual. Se producen dos estrangulamientos. La longitud de los tramos sinuosos disminuye de 10.387 m a 8.456 m, prácticamente lo mismo que aumenta la longitud de los tramos rectos. El IS de los tramos sinuosos se mantiene igual. Continúa la tendencia a aumentar la migración lateral hasta 2,33 ha/año. La velocidad del flujo ha debido aumentar considerablemente, provocando notables cambios en el sector aguas abajo, (M3), donde se han localizado grandes depósitos de derrame, la reactivación de canales secundarios e incluso la rotura de algunas escolleras.

Dentro de este intervalo temporal, pero con posterioridad a los ajustes descritos, se construyen más de 25 km de escolleras en ambas márgenes del cauce, flanqueando prácticamente el 90% del río.

A partir de 1999 estas escolleras anulan completamente la migración lateral del río y favorece aún más la incisión en la

llanura. Probablemente, de no construirse estas escolleras, el río hubiera seguido su tendencia a aumentar la migración lateral, con la aparición de un grupo de estrangulamientos. La tasa de migración anual de 2,33 ha/año queda anulada con la construcción de las escolleras, y la acción erosiva se concentra entonces en la incisión del cauce.

12.3.- Jarama

La llanura aluvial del Jarama ha presentado posiblemente los cambios más drásticos; 1) dinámica fluvial muy activa, 2) cambios de usos notoriamente complejos, 3) importantes modificaciones debidas a las extracciones de áridos y 4) la regulación de caudales progresiva y relativamente tardía. Algunos de los cambios citados son resultado de la mala gestión de la llanura aluvial y de la alteración del medio natural.

12.3.1. Periodo de estrangulamientos 2b:1823-1877

Entre 1823 y 1877 el río Jarama ha registrado un aumento en el número de estrangulamientos, coincidiendo con el inicio de la fase más importante de inundaciones en esta zona en los últimos 500 años. Los meandros abandonados resultantes son los de mayor dimensión de todo el río Jarama, entre 1.000 y 2.200 m de longitud y entre 85 y 130 m de anchura.

El cauce se redujo en algo más de 6,6 km de longitud en este periodo, llegando a 1877 con tan sólo 61 km de longitud entre Mejorada del Campo y Aranjuez. El 48% de su trazado es sinuoso, con un IS medio muy bajo de 1,25, el 42% intermedio (IS medio = 1.15) y un 9% de tramos rectos. En contraste con las medidas de los meandros abandonados, los meandros activos tienen una dimensión más reducida, con una longitud y anchura medias de 750 m y 60 m respectivamente.

La morfología del río Jarama es muy sensible a los eventos de inundación y adecua rápidamente las dimensiones de sus meandros a la magnitud dominante de las fases de crecidas. Estos ajustes y su relación con la hidrología de las crecidas han sido apuntados por [Uribelarrea et al., \(2003\)](#), deduciendo que la adaptación morfológica del cauce se relaciona con la magnitud de un grupo de eventos de inundación. Igualmente, el trabajo de campo ha permitido identificar como un factor importante, no controlado en este trabajo, la variación de la carga de fondo. El mayor tamaño de los meandros puede resultar de la combinación de grupos de eventos extremos de inundación y el aumento o disponibilidad de carga gruesa de fondo en el sistema. Para obtener un mayor control de la variación del aporte de sedimento, sería necesario considerar el cambio de usos del suelo de la cuenca aguas arriba, que se encuentra fuera de los objetivos del

presente estudio.

Hasta al menos esta época, el desarrollo de los meandros es a través de la superposición de extensas superficies de acreción lateral de gravas. Sobre éstas se depositan barras de arenas y otros sedimentos finos que son erosionados en el siguiente evento de inundación, antes del depósito de una nueva superficie de acreción lateral. Sólo en el caso de estrangulamiento se conservan los depósitos de arenas, limos y arcillas.

12.3.2. Periodo de migración 3a: 1877-1945

Entre 1877 y 1945 se desarrolla un periodo con dominio de la migración lateral (periodo **3a**), donde la longitud del río aumenta 5.065 m y se generan 23 nuevos meandros activos. Solamente se producen dos estrangulamientos a pesar del elevado número de eventos de inundación, concentrados en dos grandes grupos, 1860-1892 y 1916-1928.

El área total de migración lateral es de 590 ha y la tasa de migración proporcional a la longitud del cauce es la máxima registrada, con 750 m² por cada metro de longitud del río. También las distancias de migración recorridas son las más largas de todo el registro, el 90% del movimiento está por debajo de 240 m de distancia y se alcanzan valores máximos de 584 m. La dirección de la migración corresponde a los 280° y 120°, es decir, direcciones prácticamente ortogonales a

la dirección principal del río en los sectores más activos de la llanura aluvial (J5, J6 y J7, San Martín de la Vega hasta Seseña), aunque con ligera tendencia hacia aguas abajo.

En 1945 se distinguen 3 escalones en la llanura aluvial. En el más alto y antiguo, los depósitos de decantación son mayoritarios y no permiten identificar rasgos propios de actividad fluvial, como cicatrices de acreción, canales abandonados, barras, etc. Aprovechando el mayor desarrollo edáfico se instala una agricultura intensiva de regadío. Esta zona se ha denominado como **llanura holocena**, ya que tampoco tenemos evidencias históricas de su evolución. En cambio el siguiente escalón se ha relacionado con las márgenes del río en 1877, representadas en los mapas de la época como zonas de “erial” y denominado en este estudio como llanura histórica. En la ortofoto de 1945 se aprecian los rasgos de actividad fluvial que bien podrían estar relacionados con el trazado del río entorno a 1877. También está ocupada por un uso agrícola, lo que puede indicar una frecuencia relativamente baja de ocupación por el río durante eventos de inundación. En el tercer escalón de la llanura aluvial, denominada llanura activa se identifican todos los elementos fluviales asociados a la actividad fluvial reciente, comprendiendo canales, barras, etc. En general esta última zona aumenta de anchura aguas abajo, en los tramos rectos

no supera los 150 m y en los sinuosos mide más de 700 m.

12.3.3. Periodo de estrangulamientos 3b:1945-1956

Entre 1945 y 1956 (periodo de estrangulamiento **3b**) se producen numerosos cambios en la llanura y en el cauce. El número de meandros activos pasa de 63 a 49. Como consecuencia disminuye la longitud de los tramos sinuosos e intermedios a favor de los rectos. Se produce un descenso considerable de la tasa de migración lateral de 750 m²/m en 1877-1945 a 253 m²/m en 1945-1956. El 90% de las distancias de migración están por debajo de 64 m y el valor máximo es de 182 m, claramente inferiores al intervalo anterior. La orientación del movimiento apenas cambia aunque se aprecia un incremento de las migraciones hacia los 180° como consecuencia de los estrangulamientos. Se ha producido un encajamiento del cauce, acompañado de la colonización de barras vegetadas sobre las barras activas.

12.3.4. Periodo de migración 4a: 1956-1972

A lo largo del periodo de migración 4a (1956-1972), la migración estandarizada aumenta de 253 m²/m en 1945-1956 hasta los 410 m²/m. Sin embargo en ese periodo la intervención del hombre en el sistema ha borrado buena parte de los efectos de esta actividad fluvial. Concretamente

la agricultura aumenta en 453 ha, de las cuales, el 55% se extiende sobre barras vegetadas, el 20% sobre meandros abandonados y el 25% restante sobre barras activas, depósitos de derrame, canales secundarios e incluso antiguas zonas del río Jarama. La razón se encuentra en la acción combinada del inicio de la regulación de caudales y la minería de áridos, aunque sea en pequeña proporción. Hasta 1971 la capacidad de embalsado en cabecera era de 302 hm³, es decir un 30% de la capacidad actual. La minería de áridos naturales ha ocupado un 3% de la llanura (192 ha), localizándose la mayor parte dentro de la llanura activa. La actividad se centra en el dragado del río y las márgenes, y lleva acompañada la construcción de 19 km de escolleras, casi todas en las márgenes externas de los cauces. Las consecuencias de esta intervención ponen de manifiesto la fragilidad del sistema. Los efectos también se han podido observar a través del análisis geomorfológico de los tramos. Aumenta considerablemente la proporción de tramos rectos y además disminuye el IS de los tramos sinuosos e intermedios, al mismo tiempo aumenta la longitud total del río.

Las distancias de migración aumentan. El 90% está por debajo de 133 m y se alcanzan 340 m de distancia máxima. Sin embargo, hay que señalar en el patrón de distribución un claro aumento de las distancias más cortas (<25m), como efecto de la minería en el cauce. La orientación de la migración vuelve a ser similar al

anterior periodo de migración 3a, con dos direcciones bien marcadas hacia los 280° y 150°.

En este periodo aparecen las primeras zonas mineras abandonadas, (20ha).

12.3.5. Periodo de migración 4b: 1972-1983

En 1983 la regulación de caudales alcanza los 961 hm³, un 96% de la capacidad de retención actual. Los eventos de inundación extremos prácticamente han desaparecido. Las escolleras han pasado de 19 km a 43 km, dispuestas sobre todo en los tramos sinuosos. Por último, la minería ha alcanzado su valor máximo entorno al cauce, y la mayor parte del río ha sido dragado o afectado por la minería. Este escenario provoca una serie de cambios en el cauce que son convergentes con los ajustes naturales observados en los periodos de estrangulamiento, como son la reducción de la migración lateral y el encajamiento del cauce. Sigue aumentando la longitud de los tramos rectos hasta casi igualar la proporción con los otros dos tipos. La tasa de migración proporcional ha pasado de 410 m²/m a 157 m²/m. Las distancias de migración son prácticamente iguales que en periodo 3b, así como la orientación del movimiento.

El dragado del cauce llega a multiplicar por 4 la anchura del cauce en algunos tramos. Se producen dos grandes sustituciones de zonas y usos del suelo. Por un lado la agricultura se extiende en 456

ha, de las cuales casi el 80% lo hace sobre barras vegetadas. Por otro lado las nuevas graveras suman 532 ha, que comienzan a ocupar zonas de agricultura (60%) y el resto se sitúa sobre la **llanura activa**.

12.3.6. Periodo de alteración intensa del sistema fluvial: 1983-2004 (4b)

En este periodo la longitud de las escolleras es de 75 km (en 62 km de cauce), aunque no todas están asociadas a la minería. Aparece un nuevo tipo, construidas con bloques de caliza y realizadas dentro del denominado "Plan Cauce: Protección y restauración de las márgenes del río Jarama", dirigido por la Consejería de Medio Ambiente de la Comunidad de Madrid. Como consecuencia aparecen rápidas migraciones puntuales en las zonas del cauce que no han sido protegidas por estas estructuras. Así, la longitud del río Jarama ha aumentado en 714 m. La longitud, radio de curvatura y longitud de onda de los meandros activos han experimentado una fuerte dispersión de valores. En cambio la anchura se ha homogeneizado entorno a los 40 m. La proporción de los tramos sinuosos se ha mantenido y ha disminuido ligeramente la de intermedios. En 1999 continúa la misma tendencia de sustitución de zonas y usos, con 316 ha de agricultura sobre barras vegetadas y 679 ha de minería sobre zonas agrícolas.

La comparación de las áreas de ocupación de la llanura aluvial muestran

claramente qué zona se ha visto más alterada en los últimos 50 años: en 1945 el 30% estaba ocupada por la zona activa del río y el 70% restante a la agricultura. En 2004 la zona activa sólo ocupa un 9% de la llanura aluvial, la agricultura un 68 % y la minería un 22%.

Respecto al río, éste se encuentra en una situación muy inestable que se pondrá de manifiesto sobre todo durante los eventos de inundación. Destacamos la reducción de las zonas inundables y la continua expansión de las escolleras, cuyos efectos no sólo se aprecian en la socavación de puentes, disminución del nivel freático, inundación violenta de huecos mineros, etc, sino también en una profunda degradación del sistema fluvial. La recuperación de los espacios afectados y las riberas del río deberían contemplar en primer lugar el aumento de las zonas inundables e incluso la migración lateral de los cauces.

12.4.- Tajo

12.4.1 Periodo anterior a 1945

La llanura aluvial del río Tajo es la que presenta la evolución reciente más sencilla. Desde un principio todos los análisis indican una paulatina reducción de su todos los parámetros indicadores de dinámica fluvial. Los meandros disminuyen sus dimensiones al menos desde 1750 hasta 1877, momento a partir del cual permanece prácticamente invariable hasta la

actualidad. Probablemente al final del periodo de estrangulamientos **2b** (1823-1877), alcanzó un estado de equilibrio, con un índice de sinuosidad medio de sus tramos sinuosos de 1,34, es decir, muy por debajo de su umbral de estrangulamiento. Pero además, el análisis de los diferentes tramos indica una progresiva reducción de la longitud de los tramos sinuosos y del IS de éstos, de 1,5 en 1823 a 1,3 en 1956, a favor de un continuo aumento de los tramos rectos. Es decir, se pasa de una dinámica de acreción lateral a una de acreción vertical. Este tipo de cambio ha sido documentado en otros ríos, donde los depósitos de acreción vertical predominan cuando la migración lateral disminuye ([Schumm and Lichty, 1963](#); [Ritter et al., 1973](#); [Nanson and Young, 1981](#)). La acreción vertical parece que ha sido capaz de colmatar casi todos los grandes meandros abandonados de los periodos **1b** y **2b** (1739-1750 y 1823-1877 respectivamente).

La inercia del sistema también se aprecia en el escaso ajuste a pesar de la alternancia de los ciclos y la sucesión de los eventos de inundación, con apenas pequeños incrementos de los tramos sinuosos o del IS de los intermedios. En este sentido, los cambios en el río indicarían una paulatina reducción del caudal medio, al menos desde 1750, independientemente de la sucesión de eventos de inundación.

12.4.2 Estado del río Tajo en 1945

En 1945 el 67% del río Tajo está formado por tramos sinuosos, con un IS de 1,47, el 18% de intermedios y el 9% rectos. Se aprecia claramente la incisión del cauce en la propia llanura activa, así como la reducción del radio de curvatura de los meandros por adosamiento de pequeñas barras de punta. Las mayores barras activas se encuentran inmediatamente aguas abajo de la confluencia con el río Jarama (sector T1). Se observan grandes barras de punta vegetadas o estabilizadas, de hasta 600 m de anchura (en conjunto) y con crestas y surcos bien marcados por la vegetación y por los canales secundarios de crecida. En contraste, las barras activas asociadas al cauce principal en 1945 son mucho menores que en el periodo anterior (1877-1945). Estas barras en la margen cóncava del meandro, ligeramente hacia aguas abajo, generando una forma apuntada del meandro. En algunos meandros se pueden identificar retrocesos del cauce o estrangulamientos de tipo chute, con la presencia de la antigua barra de punta ahora en la margen externa. A la vista de estos datos, parece que la cantidad de carga sólida que transporta el río Tajo ha disminuido sensiblemente en algún momento del periodo de migración **3a** (1877-1945). Acompañando a esta disminución de carga, el cauce se ha encajado en la llanura y respecto a las grandes barras vegetadas. Aún así, durante los eventos de inundación el río ocupa la llanura dejando depósitos de derrame.

12.4.3 Periodo posterior a 1945

La migración estandarizada pasa de 348 m²/m en 1877-1945 a 163 m²/m en 1945-56. El patrón de distancias de migración cambia sustancialmente. En el periodo **3a**, (1877-1945) el 90% de las distancias recorridas por los cauces está por debajo de 259 m y se alcanzan distancias máximas de 726 m. En el siguiente periodo de estrangulamiento, **3b** (1945-1956), estos valores se reducen a 60 m y 229 m respectivamente. Aumentan considerablemente la proporción de las distancias de migración cortas (<20 m).

Al igual que en el Manzanares, la regulación de caudales prácticamente se concentra en los años 1956 y 1957 (Entrepeñas y Buendía), con un volumen de retención de 2.578 hm³. Esta intervención no modifica el trazado del río, simplemente refuerza la tendencia a la estabilización. Así, entre 1956 y 1972 la tasa proporcional de migración se reduce hasta los 53 m²/m. De ahí pasa a 10 m²/m entre 1972 y 1983, que prácticamente se puede considerar dentro del rango de error de medida en un tramo de 62 km.

En la siguiente década mantiene cierta capacidad para generar depósitos de derrame en la llanura, que desaparece a partir de los años 70 con el dragado del fondo del cauce.

En el río Tajo, la reducción de las dimensiones de los meandros y el aumento del IS de éstos aguas abajo, indica el fuerte control de los factores

intrínsecos al sistema. Concretamente la presencia de un paso estrecho y rocoso (Torno de Toledo) favorece el aumento de la sinuosidad en la llanura aluvial en el tramo aguas arriba de este estrechamiento. El efecto se conoce como meandros distorsionados, (ver [Schumm, 1977](#)). Este accidente geológico-estructural favorece la acumulación de depósitos finos aguas arriba en periodos de caudales altos y, por tanto, la acreción vertical. El resultado final es una disminución considerable de la pendiente de la llanura y el aumento de su cohesividad. El trabajo de campo ha permitido documentar sondeos con potencias de más de 8m de limos y arcillas en el sector del valle inmediatamente aguas arriba de la ciudad de Toledo.

13



Conclusiones generales y futuras líneas de investigación

13.1. Conclusiones generales

⇒ A partir del estudio de la geomorfología regional, los datos de sondeos y geofísicos y el trabajo de campo, se ha podido definir el contexto geológico-geomorfológico en el que se desarrollan las llanuras aluviales de los ríos Manzanares, Jarama y Tajo, entre las ciudades de Madrid y Toledo. El análisis secuencial y cuantitativo de la geomorfología fluvial, a través de registros cartográficos, paleohidrológicos y estratigráficos, ha permitido determinar la dinámica y evolución reciente de estas llanuras aluviales.

⇒ El estudio comparado de los tres ríos ha resultado más productivo a la hora de definir la influencia de los diferentes

factores en su evolución y dinámica, dado que resulta en una evolución más compleja pero más objetiva de los acontecimientos ocurridos. Pero además, dentro de cada llanura aluvial, la inclusión de varios tipos de información en el estudio, en el ámbito de la geomorfología fluvial, (p.e. geometría de los meandros en el tiempo, la tasa, forma y orientación de la migración, la profundidad y distribución del karst subyacente, etc.) ha permitido contrastar la coherencia de los resultados.

⇒ Se han detectado un conjunto de respuestas similares en las tres llanuras y sus ríos, tanto de origen natural como derivadas de la intervención del hombre

en el sistema. Por su parte, cada sistema fluvial ha manifestado una serie de ajustes propios, en función de sus características intrínsecas.

⇒ En general, el río Manzanares ha sido el más susceptible de registrar pequeños cambios, mientras que el Tajo, con mayor inercia geomorfológica, resulta únicamente sensible a los grandes cambios en el caudal medio. El río Jarama se mantiene en una posición intermedia, siendo especialmente sensible a los periodos con mayores eventos de inundación.

⇒ En los tres casos se hace patente la enorme influencia de la actividad humana en las llanuras aluviales y la fragilidad de los sistemas fluviales, especialmente a partir del inicio de la regulación de caudales.

A continuación se enumeran las principales conclusiones de esta Tesis Doctoral:

13.1.2. Metodología

⇒ La aplicación de un método de trabajo secuencial, cuantitativo y con capacidad para combinar datos, ha resultado ser una metodología acertada a la hora de analizar la evolución de distintos sistemas fluviales. Para ello ha sido fundamental el uso de los Sistemas de Información Geográfica (SIG), como herramienta de trabajo. Se han desarrollado varias formas de análisis para cuantificar los cambios en los cauces: clasificación de los cauces en tramos rec-

tos, intermedios y sinuosos, para analizar por separado su evolución en el tiempo y espacio, cantidad, forma y dirección de la migración lateral, para cuantificar la variación de los cauces dentro de la llanura aluvial.

⇒ La evolución reciente de las llanuras aluviales adquiere pleno sentido cuando se considera como un conjunto de procesos naturales y actividad antrópica.

⇒ Los mapas históricos y topográficos son registros excelentes para conocer los cambios fluviales de detalle. La datación de estrangulamientos a través de los mapas históricos ha resultado de gran precisión, mayor incluso que las dataciones numéricas por C^{14} realizadas en algunos de ellos.

13.1.3. Contexto geomorfológico, karst subyacente.

⇒ El desarrollo de terrazas complejas en los tramos bajos de los ríos Manzanares y Jarama está controlada por la presencia de litologías evaporíticas.

⇒ Se han localizado tres tipos de terrazas pleistocenas: colgadas, colgadas con deformación postsedimentaria y de respuesta compleja o con deformación sinsedimentaria. Las llanuras aluviales de los ríos Manzanares y Jarama se asientan precisamente sobre estas últimas.

⇒ El karst subyacente se desarrolla creando formas positivas y cubetas, circulares, con más de 50 m de profundidad de diferencia entre unas y otras, que se

distribuyen de forma aleatoria por debajo de la terraza compleja y llanura aluvial. Este karst, desarrollado en plena zona de evaporitas se ha denominado como karst profundo.

⇒ Por otro lado, se ha localizado y descrito otro tipo de karst subyacente, esta vez desarrollado en las zonas de cambio de facies entre el sustrato siliciclástico (insoluble) y el evaporítico. La pérdida de volumen es menor que en el karst profundo y genera un residuo kárstico arcilloso entre el sustrato terciario inalterado y el depósito fluvial cuaternario.

⇒ A escala de afloramiento, en campo, se ha comprobado cómo las deformaciones en los depósitos pleistocenos están asociadas a pérdidas de volumen del sustrato en su contacto con el aluvial, dado que el sustrato infrayacente permanece sin deformar.

⇒ Estas deformaciones no se han visto a escala de afloramiento en los depósitos fluviales holocenos, aunque se aprecian diferencias de espesor de más de 4 m entre varios afloramientos de la llanura aluvial del Jarama.

⇒ El análisis de la migración lateral de los cauces ha permitido establecer una relación directa entre la profundidad del karst subyacente y la tasa de migración de los meandros históricos y actuales. Se interpreta esta relación como una respuesta de la llanura activa (cauce y márgenes) para mantener el perfil de equilibrio ante una la pérdida local de volumen en el sustrato infrayacente.

13.1.4. Dinámica y evolución.

⇒ La evolución histórica y reciente (últimos 500 años) de los ríos Jarama y Tajo está definida por la sucesión de cuatro ciclos geomorfológicos. Cada uno de ellos se compone de dos periodos, **a** y **b**, con predominio de la migración y de estrangulamientos respectivamente:

Ciclo 1, periodo **a** (1580-1739), periodo **b** (1739-1775),

Ciclo 2 periodo **a** (1775-1816), periodo **b** (1816-1877)

Ciclo 3 periodo **a** (1877-1945), periodo **b** (1945-1956)

Ciclo 4 periodo **a** (1956-1972), periodo **b** (1972-2004).

⇒ Los periodos **a**, son de migración o estabilidad, caracterizados por el aumento de la longitud y sinuosidad del cauce. Los periodos de tipo **b**, concentran la mayor parte de los estrangulamientos y además, la longitud e índice de sinuosidad de los cauces disminuye.

⇒ Los eventos de inundación son el principal motor de cambio. Dependiendo del periodo, **a** o **b**, el río tiende a migrar o a generar estrangulamientos. Para que se produzcan estrangulamientos los canales deben superar un umbral de cambio. Concretamente en el río Tajo los meandros con índices de sinuosidad por debajo de 1,4 son estables, por encima de este valor aumentan las posibilidades

de estrangularse y a partir de 1,96 son claramente inestables ante un evento de inundación. En el río Jarama, con mayor pendiente y carga de fondo, estos valores son menores: estables por debajo de 1,25 y muy inestables por encima de 1,75. Superados estos umbrales los estrangulamientos se producen en grupos, a veces provocados por un único evento de inundación.

⇒ La migración lateral se concentra en los tramos sinuosos, que tiende a la extensión hacia los bordes de la llanura aluvial con una pequeña componente de rotación hacia aguas abajo. Los tramos intermedios se trasladan sin cambiar de forma hacia aguas abajo. En raras ocasiones evolucionan hacia tramos sinuosos. Finalmente los tramos rectos permanecen estables en el tiempo y con tendencia a incrementar su longitud con la intervención del hombre en el sistema.

13.1.5. Manzanares

⇒ Entre los años 1945 y 1999 se ha podido identificar una rápida y completa transformación de la dinámica fluvial y la llanura del río Manzanares.

⇒ Hasta 1956 domina la acreción vertical mediante depósitos de derrame y finos de llanura de inundación. Son numerosos los signos de inundación completa de la llanura, ocupada completamente por la vegetación de ribera y con amplias zonas encharcadas o de drenaje deficiente. Apenas hay migración lateral y ésta se

concentra en el tercio más bajo del tramo.

⇒ Esta situación cambia desde 1972, con el encajamiento del cauce y disminución de la acreción vertical a favor de un aumento en la acreción lateral, que retrabaja los propios sedimentos de la llanura. Se registra un intenso cambio de usos de la llanura, con dominio del uso ganadero de casi toda su extensión. Parece que el detonante de estos cambios es la construcción de las dos grandes presas de este río a finales de los años 70, (Santillana y El Pardo).

⇒ El aporte de caudal líquido de la ciudad de Madrid favorece un aumento de la migración lateral e incisión del lecho del río. En 1999 el cauce queda franqueado en un 90% de su recorrido por escolleras que anulan la migración, pero que incrementa la incisión del cauce.

⇒ La ausencia de huecos mineros u otro tipo de afloramientos en la llanura aluvial del río Manzanares no ha permitido llevar a cabo una descripción de su estratigrafía.

13.1.6. Jarama

⇒ La mayor pendiente y la asimetría del valle lo convierten en un río más energético, con gran capacidad para transportar carga de fondo de tamaño grava y bloque. El análisis de su registro estratigráfico refleja claramente esta condición. Así, la migración de un meandro en el río Jarama es a través de la superposición de extensas superficies de acreción lateral de gravas. Sobre éstas se depositan barras de arenas y otros sedimentos finos que son erosionados en el siguiente evento de inundación,

antes del depósito de una nueva superficie de acreción lateral de gravas. Sólo en el caso de estrangulamiento se conservan los depósitos de arenas, limos y arcillas. Esta dinámica sedimentaria ha sido dominante en el tiempo, variando únicamente la dimensión de las formas resultantes.

⇒ Esta dinámica fluvial hace que los meandros acomoden sus dimensiones a la magnitud y frecuencia dominante en los periodos de inundación, alcanzando su dimensión máxima durante el periodo **2b** (1823-1877).

⇒ La presencia de tres escalones en la llanura aluvial (en 1945) indican el encajamiento del río al final del Holoceno.

⇒ Los mayores cambios en el río Jarama coinciden con el incremento en la frecuencia y magnitud de las crecidas entre 1823 y 1945. Así, entre 1823 y 1877 se desarrolla el periodo de estrangulamientos (**2b**) y entre 1877 y 1945, experimenta su máximo valor de migración lateral (**3a**). Al final de **3a** se acerca al umbral de cambio, pero en este caso los caudales medios y probablemente la carga sólida hayan disminuido respecto al periodo de estrangulamiento anterior, **2b**. En un corto periodo (1945-1956) se desencadenan 14 estrangulamientos de tamaño equivalente a los meandros activos y la incisión del río. Los datos existentes apuntan a que esta actividad se relaciona con la crecida de marzo de 1947, una de las mayores del siglo XX.

⇒ A partir de 1956 se empieza a constatar la progresiva intervención del hombre en el sistema fluvial. Entre 1956 y 1972 se inicia

la regulación de caudales, el dragado del río y la expansión de la agricultura sobre la zona activa de la llanura. Esta alteración también se aprecia en aumento progresivo de la longitud de los tramos rectos y una disminución de los sinuosos. Entre 1972 y 1983 la minería entorno al cauce alcanza su valor máximo y en consecuencia la zona activa y la migración lateral se reducen severamente debido a la construcción de escolleras. A partir de 1983 la minería se extiende al resto de la llanura aluvial y el cauce permanece flanqueado en casi toda su longitud por escolleras, generando una situación claramente inestable.

⇒ En general el desconocimiento del medio y de su funcionamiento, incluso la falta de una memoria reciente acerca de los cambios fluviales, determina una cadena de actuaciones erróneas, que degradan aún más el río y su llanura. El mejor ejemplo de estas malas prácticas son las escolleras en las márgenes externas de los cauces, colocadas por la propia Consejería de Medio Ambiente.

13.1.7. Tajo

⇒ El caudal medio del río Tajo disminuye desde al menos el año 1750 hasta la actualidad. Esta disminución se refleja en todos los parámetros analizados: dimensiones de los meandros, del IS y la proporción de los tramos sinuosos, disminución de los depósitos de derrame sobre la llanura, de la migración lateral, y la estabilización de las barras activas y canales secundarios.

⇒ Durante el periodo **2b** (1823 y 1877) el

río alcanza un estado de equilibrio tras la sucesión de 12 estrangulamientos. Probablemente se produce también un cambio en la sedimentación con el paso de la acreción lateral a la vertical, provocado por la pérdida de caudales líquidos y sólidos.

⇒ A partir de 1877 la sucesión de ciclos y de eventos de inundación apenas modifica alguno de sus parámetros.

⇒ A partir de 1956, la regulación de caudales en cabecera refuerza definitivamente la tendencia natural del río a la estabilización de su geometría. A su vez, este cambio permite la expansión de la agricultura hacia las márgenes del río. Estos dos procesos se refuerzan aún más en los años 80 con el dragado del cauce.

⇒ En general la actividad fluvial en el río Tajo se ve muy atenuada hacia aguas abajo, como efecto de la disminución de la pendiente y el aumento de la cohesividad, que a su vez derivan de la influencia geológico-geomorfológica de la garganta o torno de Toledo aguas abajo. Como resultado se depositan hasta 8 m de arenas muy finas y limos inmediatamente aguas arriba de Toledo.

13.2.- Futuras líneas de investigación

Las líneas futuras de investigación pueden quedar agrupadas en dos apartados: 1) la utilización de nuevas técnicas para avanzar en el conocimiento de las llanuras aluviales y 2) la aplicación del conocimiento obtenido en la gestión y restauración de las llanuras aluviales.

13.2.1. Aplicación de nuevas técnicas

Una de las técnicas que mayor información puede aportar en el conocimiento de la geomorfología de las llanuras está relacionada con la obtención de imágenes LIDAR (*Laser Imaging Detection and Ranging*). Esta técnica permite identificar formas y relieves que se escapan a la fotointerpretación tradicional. La obtención de este modelo digital del terreno de alta definición, también sería de gran utilidad para elaborar mapas detallados de pendientes, que podrían combinarse con las cartografías geomorfológicas elaboradas para cuantificar la influencia de la pendiente en la dimensión de los meandros y en sus tasas de migración lateral.

Con el fin de mejorar el conocimiento del karst subyacente y sobre todo de la estructura interna de los depósitos fluviales se propone el uso de tomografía sísmica, que permite identificar la geometría de grandes unidades. Algunas empresas mineras ya utilizan esta técnica en la zona de estudio, con baja resolución espacial pero gran capacidad de profundización,

con el fin de cuantificar las reservas de áridos. En este caso sería interesante combinar este tipo de resultados con tomografías de menor profundidad pero mayor resolución, para tratar de identificar incluso la distribución de facies. En combinación con la geometría del contacto entre el Terciario y Cuaternario, se puede iniciar la elaboración de un modelo de evolución de estos valles.

En relación con el registro sedimentológico holoceno, una de las técnicas más interesantes a aplicar es el georradar, para obtener una información más completa de la arquitectura fluvial, que no dependa de la apertura y extensión de afloramientos. En combinación con la geomorfología elaborada se crearía el marco de trabajo idóneo para iniciar la descripción del registro sedimentológico.

13.2.3. Gestión y restauración de las llanuras aluviales.

La gestión de una llanura aluvial debe tener en cuenta en primer lugar la evolución y dinámica del sistema fluvial. De este modo se puede predecir con mayor exactitud la evolución a corto y medio plazo, y la respuesta del sistema a las diferentes intervenciones. Por otro lado, la gestión de esta zona del valle debe contemplar la optimización de los recursos naturales y la elaboración de estrategias de restauración de tramos fluviales y zonas mineras:

La identificación de los sectores más activos y su tendencia natural es de vital importancia para optimizar la ubicación de

infraestructuras, como puentes o carreteras, minimizando la utilización de motas y escolleras, muy perjudiciales para el sistema fluvial. Lo mismo ocurre con la utilización de la geomorfología en gestión de los usos del suelo. Se han detectado en los últimos años conflictos difíciles de resolver entre usos y procesos naturales, como por ejemplo la construcción de edificios en meandros abandonados, de carreteras que dificultan la escorrentía superficial en la llanura o el emplazamiento de edificaciones en márgenes externas de meandros. En ocasiones estos conflictos se han resuelto de forma puntual con la construcción de escolleras y otras estructuras que multiplican y trasladan el problema aguas abajo.

El conocimiento del subsuelo (véase la distribución de los depósitos fluviales), permite optimizar la regulación de un recurso mineral imprescindible. Es fundamental para ello conocer el volumen de las reservas, su distribución, el residuo que van a generar, (limos y arcillas), y a la vez proteger de las extracciones aquellas zonas de la llanura que sabemos que son más vulnerables.

Una de las aplicaciones más importantes de los resultados obtenidos en esta Tesis queda enmarcada en el diseño de estrategias para la restauración de tramos fluviales y zonas degradadas de las llanuras. Conociendo la evolución de las llanuras y su dinámica, se puede reconstruir una “situación de referencia” de mayor fiabilidad. En muchas ocasiones se recurre a la fotografía aérea más antigua disponible (1956) como referencia para

restaurar un tramo fluvial. Sin embargo, como se ha visto a lo largo de esta Tesis, la interpretación de un solo registro gráfico no es suficiente y se requiere un estudio secuencial de la dinámica fluvial.

Los resultados permiten conocer cuales son los tramos más afectados y con mayor necesidad de ser recuperados. Aunque la restauración de un tramo fluvial es un proyecto complejo, en general los objetivos deben ir encaminados en la recuperación del espacio del río, sobre todo de la llanura activa, lo que implica la retirada de escolleras, el aumento de las zonas de inundación y divagación de los cauces.

14



Referencias bibliográficas

- Aguirre, E. (1964). Los elefantes de las terrazas medias de Toledo y la edad de estos depósitos. *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*, 76: 259-269.
- Aguirre, E. (1968). Revisión sistemática de los Elephantidae por su morfología y biometría dentaria. *Estudios Geológicos*, 24 (3/4): 109-167; 25 (1/2): 123-177 y 25 (3/4): 317-367.
- Aguirre, E. (1969). Evolutionary History of the Elephant. *Science*, 164: 1366-1376.
- Alfárez, F. (1977). Una aproximación del límite neogéneo-cuaternario en los depósitos de terrazas del río Tajo. *Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario : Sección de Paleontología de Vertebrados y Humana*: 9.
- Alfárez, F. (1978). Presencia de *Equus stenorhinus* Cocchi en el Pleistoceno inferior de la cuenca del Tajo. *Estudios Geológicos*, vol. 34: 553-558.
- Alfía Medina, M. (1945). El Plioceno en la comarca toledana y el origen de la región de La Sagra. *Estudios Geográficos*, 19, Año VI: 203-237.
- Alfía Medina, M. (1960). Sobre la tectónica profunda de la fosa del Tajo. *Notas y Comunicaciones del Instituto Tecnológico y Geominero de España*, 58: 125-162.
- Allen, J.R.L. (1965). A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments. *Sedimentology*, 5: 89-191.
- Allen, J.R.L. (1970). A quantitative model of grain size and sedimentary structures in lateral deposits. *Geology Journal*, 7: 129-46.
- Alonso, A. y Garzón, G. (1994). Quaternary evolution of a medium sinuosity gravel bed river, Jarama River, Central Spain. *Terra Nova* 6: 465-475.
- Alonso, A. y Garzón, G. (1996). The Jarama river. En: Benito, G., Pérez-González, A., Machado, M.J. y de Alba, S. (Eds.). *Paleohydrology in Spain. Field Excursion Guide*, 2ª Reunión Internacional sobre Paleohidrología Continental, Toledo España: 21-34.
- Alonso, A. y Garzón, G. (1997). Efectos sedimentarios de las inundaciones en un río fuertemente antropizado: El Jarama, Madrid. *Cuadernos de Geología Ibérica*

- 22: 265-282.
- Alonso-Zarza, A.M., Calvo, J.P. y García del Cura, M.A. (1993). Palaeogeomorphological controls on the distribution and sedimentary styles of alluvial systems, Neogene of the NE of the Madrid Basin (central Spain). *Spec. Publ. Int. Assoc. Sedimentol.* 17: 277-292.
- Alonso-Zarza, A.M., Calvo, J.P., Silva P.G. y Torres, T. (2004). Cuenca del Tajo. En: Vera, J.A. (Ed.), *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid: 556-561.
- Álvarez Cobelas, M., Río Lobos, P., Sánchez Carrillo, S. e Himi, Y. (1998). La calidad de las aguas del Parque del Sureste de la Comunidad Autónoma de Madrid. *Revista Técnica de Medio Ambiente* 11 (mayo-junio): 17-27.
- Anderson, M.G., Walling, D.E. y Bates, P.D. (Eds.) (1996). *Floodplain Processes*. Willey, Chichester.
- Arauzo, T. y Gutiérrez, M. (1994). Evolución de los valles de fondo plano del centro de la Depresión del Ebro. En: Arnáez, J., García Ruiz J.M. y Gómez, A. (Eds.): *Geomorfología en España. III Reunión de Geomorfología I*: 277-290.
- Arche, A. (1983). Coarse-grained meander lobe deposits in the Jarama River, Madrid, Spain. En: J.D. Collison y J.L. Lewin (Eds.): *Meander and ancient fluvial systems*. International Association Sedimentology Special Publication, 6: 313-321.
- Asensio Amor, I. y Vaudour, J. (1967). Depósitos cuaternarios en los alrededores de Mejorada del Campo (Valle del río Jarama). *Estudios Geológicos*, XXIII: 237-255.
- Bak, P. (1996). *How nature works*. New York, Springer.
- Bak, P. y Chen, K. (1991). Self-organized criticality in a crack-propagation model of earthquakes. *Phys. Rev. A*, 43: 625-630.
- Bak, P., Tang, C., Wiesenfeld, K., 1987. Self-organised criticality: an explanation of 1/f noise. *Physical Review Letters*, 59: 381-384.
- Báñez, S. y Pérez-González, A. (2006). Terrazas fluviales del Pleistoceno inferior y medio del río Manzanares en Vaciamadrid: el perfil de Calamuecos y sus implicaciones geomorfológicas. *Boletín Geológico y Minero*, 117 (3): 351-361.
- Barriendos, M. (1996). El Clima Histórico de Cataluña (siglos XIV-XIX). Fuentes, Métodos y Primeros Resultados', *Revista de Geografía*, 30-31: 69-96.
- Barriendos, M. (1997). Climatic Variations in the Iberian Peninsula During the Late Maunder Minimum (AD 1675-1715): An Analysis of Data from Rogation Ceremonies, *The Holocene*, 7: 105-111.
- Barriendos Vallvé, M. y Martín Vide, J. (1998). Secular Climatic Oscillations as Indicated by Catastrophic Floods in the Spanish Mediterranean Coastal Area (14th-19th Centuries). En: *Climatic Change*, 38: 473-491.
- Barriendos Vallvé, M., Llasat, M.C. y Rodríguez, R. (1998). Frequency of Heavy Rains and Floods in Northeast Spain since the 15th Century. *Proceedings of the 2nd International Conference on Climate and Water*, 1: 391-399.
- Batalla, J.R. (2003). Sediment deficit in rivers caused by dams and instream gravel mining. A review with examples from NE Spain. *Cuaternario y Geomorfología*, 17: 79-91.
- Batalla, J.R., Gómez, C.M. y Kondolf, M. G. (2003). Reservoir-induced hydrological changes in the Ebro River basin (NE Spain). *Journal of Hydrology*, 290: 117-136.
- Beaudelin, P. (1989). Conséquences de l'exploitation des granulats dans la Garonne. *Revue Géographique des Pyrénées et du sud-ouest*, 60(4): 605-616.
- Beck, S. (1983). Mathematical modelling of meander interaction. En: Elliot, C. M. (Ed.). *River Meandering*. River Meandering. Proceedings of the Conference Rivers '83, American Society of Civil Engineers, NY: 932-941.
- Benito, G. (1989). *Geomorfología de la Cuenca Baja del río Gállego*. Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza. (Inédita).
- Benito, G. y Casas, A.M. (1987). Small-scale deformations in quaternary deposits in the northeastern Iberian peninsula. *Géologie Méditerranéenne* XIV (4): 233-243.

- Benito, G.; Pérez González, A. y Machado, M. J. (1994). Climate change and flood sensitivity in the Tajo River, Spain. Global Continental Palaeohydrology Conference, Southampton, 4.
- Benito, G, Pérez del Campo, P., Gutiérrez-Elorza, M. y Sancho, C., (1995). Natural and human-induced sinkholes in gypsum terrain and associated environmental problems in NE Spain. Environmental Geology, 25: 156-164.
- Benito, G., Machado, M.J. y Pérez-González, A. (1996 a). Climate change and flood sensitivity in the Tajo River, Spain. En: Branson, J., Brown, A.G. y Gregory, K.J. (eds.), Global Continental Changes: the context of Palaeohydrology. Geological Society Special Publication, 115: 85-98.
- Benito, G., Machado, M. J. y Pérez-González, A. (1996 b), Climate Change and Flood Sensitivity in Spain. En: Branson J., Brown A. G., and Gregory K. J. (Eds.), Global Continental Changes: the Context of Palaeohydrology, Geological Society, Special Publication. London, UK. 115: 85-98.
- Benito, G., Pérez-González, A., Gutiérrez, F. y Machado, M.J. (1998). River response to Quaternary subsidence due to evaporitic solution (Gállego river Ebro basin, Spain). Geomorphology, 22: 243-263.
- Benito, G., Gutiérrez, F., Pérez-González, A., y Machado, M. (2000). Geomorphological and sedimentological features in Quaternary fluvial systems affected by solution-induced subsidence (Ebro Basin, NE-Spain). Geomorphology, 33: 206-224.
- Benito, G., Díez-Herrero, A., y Fernández de Villalta, M. (2003). Magnitude and frequency of flooding in the Tagus Basin (central Spain) over the last millennium. Climatic Change 58: 171-192.
- Benito, G., Sopena, A., Sánchez-Moya, Y., Machado, M.J. y Pérez-González, A. (2003). Palaeoflood record of the Tagus River (central Spain) during the Late Pleistocene and Holocene. Quaternary Science Reviews 22: 1737- 1756.
- Benke, A.C. (1990). A perspective on Americans vanishing streams. Journal of the North American Benthological Society, 9: 77-88.
- Bluck, B.J. (1975). Sedimentation in the meandering River Endrick. Scottish Journal of Geology, 7 (2): 93-138.
- Boyce, R.C. (1975). Sediment routing with sediment delivery ratios: Agricultural Research Service, ARS-S-40: 61-64.
- Bradley, C. y Smith, D. G. (1984): Meandering Channel Response. Meandering channel response to altered flow regime, Milk River, Alberta and Montana. Water Resour. Res. 20, 12.
- Braga, G. y Gervasoni, S. (1989). Evolution of the Po River: an example of the application of historic maps. En: Petts, G.E., Muller, H. y Roux, A.L. (Eds.) Historical Change of Large Alluvial Rivers: Western Europe. Wiley, Chichester: 113-126.
- Brant, S.A. (2000). Classification of geomorphological effects downstream of dams. Catena 40, 375-401.
- Brice, J.C. (1964). Channel pattern and terraces of the Loup River in Nebraska. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 422D: 1-41.
- Brice, J.C. (1973). Meandering pattern of the White River in Indiana-an analysis. En: Morisawa, M. (Ed.), Fluvial Geomorphology. Binghamton State University, New York: 178-200.
- Brice, J.C. (1974). Evolution of meander loops. Bulletin of the Geological Society of America, 85: 581-586.
- Brice, J.C. (1984). Planform properties of meandering rivers. En: Elliot, C.M. (Ed.), Proceedings of the Conference - Rivers '83. Am. Soc. Civ. Eng., New Orleans: 1-15.
- Bridge, J.S. (1993). The interaction between channel geometry, water flow, sediment transport and deposition in braided rivers. En: Best, J.L., Bristow, C.S. (Eds.), Braided Rivers. The Geological Society, London, England: 13-71.
- Bridge, J.S. (2003). Rivers and Floodplains. Forms, Processes, and Sedimentary Record. Blackwell. Oxford, UK.
- Bridge, J. S. y Dominic, D.F. (1984). Bed load grain velocities and sediment transport rates. Wat. Resour. Res., 20: 476-490.
- Bridge J. S., Smith, N.D., Trent, F., Gabel, S.L. y Bernstein, P. (1986). Sedimentology

- and morphology of a low-sinuosity river: Calamus River, Nebraska Sand Hills. *Sedimentology*, 33: 851-870.
- Brierly J. G. y Fryirs, K. A. (2006). *Geomorphology and River Management. Applications of the River Styles Framework*. Blackwell Science. Oxford, UK.
- Broherton, D. I. (1979). On the origin and characteristics of river channel patterns. *Journal of Hydrology*, 44: 211-230.
- Brookes, A. (1994). River channel change. En: Calow, P. y Petts, G.E. (Eds.) *The River Handbook; Hydrological and Ecological Principles*. Blackwell Science, Oxford, UK: 55-75.
- Brown, A. G. (1997). *Alluvial Geoarchaeology: Floodplain Archaeology and Environmental Change*. Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- Brown, A.G., Copper, L., Salisbury, C.R. y Smith, D.N. (2001). Late Holocene channel changes of the Middle Trent: channel response to a thousand year flood record. *Geomorphology*, 39, 69-82.
- Bull, W.B., y Scott, K.M., (1974), Impact of mining gravel from urban stream beds in the southwestern United States: *Geology*, 2: 171-174.
- Bull, W. B. (1990). Stream-terrace genesis: implications for soil development. *Geomorphology*, 3, Issues 3-4: 351-367.
- Bull, W.B., y Knuepfer, P.L.K. (1987). Adjustments by the Charwell River, New Zeland, to uplift and climate changes. *Geomorphology*, 11: 15-32.
- Bustillo M.A. y Alonso-Zarza A. (2007). Overlapping of pedogenesis and meteoric diagénesis in distal alluvial and shallow lacustrine deposits in the Madrid Basin, Spain. *Sedimentary Geology*, 198: 255-271.
- Bustos, A., Álvarez Cobelas, M. y Alarcón, P. (1989). Geoquímica de la cuenca del río Jarama. *Boletín Geológico y Minero*, 45: 217-225.
- Calvo, J.P., Ordóñez, A., García del Cura, M.A., Hoyos, M., Alonso-Zarza, A.M., Sanz, E. y Rodríguez Aranda, J.P., (1989). Sedimentología de los complejos lacustres miocenos de la Cuenca de Madrid. *Acta Geol. Hisp.* 24: 281-298.
- Calvo, J.P., Goy J.L., Pérez-González A., Zazo, C., Morales J., López Martínez N., Vegas R., San José M.A. y Gallego E. (1989). Mapa Geológico de España 1:50.000, (Serie MAGNA). Hoja nº 559 (Madrid). IGME, Madrid.
- Calvo, J.P., Alonso-Zarza, A.M., García del Cura, M.A., Ordóñez, S., Rodríguez-Aranda, J.P. y Sanz Montero, M.E. (1996). Sedimentary evolution of lake systems through the Miocene of the Madrid Basin: Paleoclimatic and paleohydrological constraints. En: (Friend, P.F. y Dabrio, C.J. (Eds.) *Tertiary basins of Spain*, Cambridge Univ. Press: 272-277.
- Capote, R. y Carro, C. (1968). Existencia de una red fluvial intramiocena en la Depresión del Tajo. *Estud. Geol.* 24, 91-95.
- Capote y Fernández Casals, (1978) La tectónica postmiocena del sector central de la depresión del Tajo. *Boletín Geológico y Minero*, 89: 114-122.
- Carling, P.A. y Petts, G.E. (1992). *Lowland Floodplain Rivers. Geomorphological Perspectives*, Wiley, Chichester.
- Carreras, N., Dorronsoro, J.L., Sánchez, D., Quejido, A., Sánchez, M., Fernández, M.E. y Herráez, I. (1997). Características químicas de las aguas, suelos, sedimentos y vegetación en las proximidades del vertedero de Valdemingómez (Madrid). *Tecnoambiente*, 77: 43-48.
- Carrillo, L. y Arche, A. (1986). Los sedimentos de grano grueso del río Jarama, cerca de Velilla de San Antonio (Madrid). *Actas del IX Congreso Nacional de Sedimentología*. Vol. I. Ediciones Universidad de Salamanca: 243-259.
- Carson, M.A. y Lapointe, M.F. (1983). The inherent asymmetry of river meander planform. *J. Geol.* 91: 41-55.
- Catalán, J.G. y Alonso J. (1971) Estudio químico hidrológico del río Tajo hasta Aranjuez. Sección química Biológica. CSIC. Madrid.
- Catalán, J.G., Cabo, J. y Morá, J. (1976). Estudio de la calidad química y biológica de los ríos Manzanares y Jarama y Tajo. *Actas I Congreso Iberoamericano de*

- Medioambiente, 3: 967-980.
- Cea Azadeño, J.C. y Sánchez Cabezas, F.J. (2007). El Inventario de Presas Españolas de 2006 y síntesis de la actividad de construcción de presas en España en el trienio 2004-2006. *Revista de Obras Públicas*, 154 (3475): 93-115.
- Chang, H.H. (1987). Modeling fluvial processes in streams with gravel mining. En: C.R. Thorne, J.C. Bathurst, y R.D. Hey (Eds.) *Sediment Transport in Gravel-Bed Rivers*. John Wiley and Sons: 977-988
- Chang, H.H. y Harp, J.F. (1980) Conservation Impacts and Practices of Sand Removal from Dry Bed Oklahoma Rivers. Oklahoma Water Resources Research Institute. Oklahoma State University, Technical Completion Report, September 1980.
- Chorley, R.J. (1969) The drainage basin as the fundamental geomorphic unit. En: Chorley, R.J. (Ed.): *Introduction to Physical Hydrology*, London, Methuen: 37-59.
- Claudet, R., Eberentz, P. y Mouron, R. (1984). Aménagement des exutoires de ballestières en eau en communication directe avec les rivières. *Bulletin de l'Association Internationale de Géologie del l'ingénieur*, 29: 245-260.
- Coleman, J. M. (1969). Brahmaputra River: channel processes and sedimentation. *Sed. Geol.*, 3: 129-239.
- Collins, B., y T. Dunne. (1990). Fluvial geomorphology and river gravel mining: A guide for planners, case studies included. En: Special Publication vol. 98, California Division of Mines and Geology, Sacramento, CA.
- Conesa García, C. (1992). Trazados de baja y alta sinuosidad en ríos españoles. *Papeles de Geografía*, 18: 9-29.
- Conesa García, C. (1999). Cambio ambiental y equilibrio dinámico de los cauces. *Papeles de Geografía*, 30: 31-46.
- Dambeck, R. y Thiemeyer, H. (2002). Fluvial history of the northern Upper Rhine River (southwestern Germany) during the Lateglacial and Holocene times, *Quaternary International*, 93-4: 53-63.
- Daniel, J.F. (1971). Channel Movement of meandering Indiana streams. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 732A: 1-18.
- De Vicente, G., Vegas, R., Muñoz Martín, A., Silva, P.G., Andriessen, P., Cloetingh, S. González Casado, J.M., Van Wees, J.D., Álvarez, J., Carbó, A., Olaiz, A. (2007). Cenozoic thick-skinned deformation and topography evolution of the Spanish Central System. *Global and Planetary Change*, 58: 335-381.
- Díaz Bea, E. y Ollero Ojeda, A. (2005). Metodología para la clasificación geomorfológica de los cursos fluviales de la cuenca del Ebro. *Geographicalia*, 47: 23-45.
- Downward, S.R. (1995). Information from topographic survey. En: Gurnell, A., Petts, G. (Eds.). *Changing River Channels*. Wiley, Chichester: 303-323.
- Dury, G., (1958) Tests of a general theory of misfit streams. *Transactions of Institute of British Geographers*, 25: 105-118.
- Elliott, J. G. y Gyetvai, S. (1999). Channel-Pattern Adjustments and Geomorphic Characteristics of Elkhead Creek, Colorado, 1937-97. *USGS Water-Resources Investigations Report*: 99-4098.
- Erskine, W., McFadden, C., Bishop, P. (1992). Alluvial cut-offs as indicators of former channel conditions. *Earth Surface Processes and Landforms* 17: 23-37.
- Ferguson, R.I. (1975). Meander irregularity and wavelength estimation. *Journal of Hydrology*, 26: 315-333.
- Ferguson, R.I. (1984). Kinematic model of meander migration. En: Elliott, C.M. (Ed.), *River Meandering, Proceedings of the Conference Rivers '83*, New Orleans, LA. ASCE, New York: 942-951.
- Fernández García, P., López Gómez, J. y Arche, A. (1993). Modificadores geoambientales en la dinámica del río Jarama dentro de un área urbana (SE Madrid). En: *Sociedad Española de Geología Ambiental y Ordenación del Territorio. Problemática Geoambiental y Desarrollo*: 161-168.
- Fisk, H. (1952). Mississippi river valley geology relation to river regime. *Trans. Am. Soc. Civ. Eng.*: 117, 667-689.
- Ford, D.C., Williams, P. (1989). *Karst Geomorphology and Hydrology*. Unwin

- Hyman, London.
- Gabris, Gy., Nagy, B. (2005). Climate and tectonically controlled river style changes on the Sajó–Hernád alluvial fan (Hungary). En: Harvey, A.M., Mather, A.E., Stokes, M. (Eds.), *Alluvial Fans: Geomorphology, Sedimentology, Dynamics*. Geological Society, London, Special Publications, 251: 61-67.
- Gagliano, S.M. y Howard, P.C. (1984). The neck cutoff oxbow lake cycle along the Lower Mississippi River. En: Elliott, C.M. (Ed.), *River Meandering. Proceedings of the Conference Rivers '83*, American Society of Civil Engineers, NY: 147–158.
- Gamazo, M. 1982. Prospecciones en las terrazas de la margen derecha del río Manzanares (Getafe y Rivas-Vaciamadrid). *Noticiario Arqueológico Hispánico*, 14: 7-148.
- García del Cura, M.A. (1979). Las sales sódicas, clacosódicas y magnésicas de la Cuenca del Tajo. Fundación Juan March, Serie Universitaria, 109.
- García del Cura, M.A., Ordóñez, S., Dapena, E. y González Martín, J.A. (1994). Las canteras de calizas de los interfluvios de los ríos Jarama-Tajuña-Tajo en la Comunidad de Madrid: Valoración de recursos. *Boletín Geológico y Minero*, 105: 56-72.
- Gardner, T. W. (1975). The history of part of the Colorado River and its tributaries: an experimental study: Four Corners Geol. Soc. Guidebook, 9th Field Conf., Canyonlands: 87-95.
- Garrote, J., Fernández García, P., Garzón Heydt, G. (2002). Parámetros morfométricos de la red de drenaje y sus implicaciones estructurales en al cuenca del Tajo. En: Pérez-González, A., Vegas, J., Machado, M.J. (Eds.), *Aportaciones a la geomorfología de España en el inicio del Tercer Milenio*. IGME, Madrid: 45-52.
- Garrote, J., Garzón, G., y Cox, T. (2008). Multi-stream order analyses in basin asymmetry: A tool to discriminate the influence of neotectonics in fluvial landscape development (Madrid Basin, Central Spain), *Geomorphology*, [en prensa].
- Garzón G. y Alonso, A. (1995). Variabilidad holocena y reciente de un río de gravas. El río Jarama. Madrid. En: Aleixandre, T. y Pérez-González, A. (eds): *Reconstrucción de Paleoambientes y Cambios Climáticos durante el Cuaternario*. Monografías 3, CSIC, Centro de Ciencias Medioambientales, Madrid: 79-92.
- Garzón, G. y Alonso, A. (2002) Comparison of the flood response of a braided and a meandering river, conditioned by anthropogenic and climatic changes. Special publication of the International Association of Sedimentologist, 32: 233-249.
- Garzón, G., Alonso, A., López, A. y Arche, A. (1990). Desbordamientos en el río Jarama (Prov. de Madrid) e interferencia humana en la llanura de inundación. IV Reunión Nacional de Geología Ambiental y Ordenación del Territorio. Gijón (Asturias): 259-270.
- Garzón, G., Alonso, A. López, J.y Arche, A. (1990). Desbordamientos en el río Jarama (prov. de Madrid) e interferencia humana en la llanura de inundación. VIII Reunión de Medio Ambiente y Ordenación del Territorio, Gijón, Asturias, 259-271.
- Garzón, G., Martínez Goytre, J. y Alonso, A. (1992). Los cambios antrópicos en la dinámica del río Jarama (Madrid) como modificadores del riesgo de inundaciones. III. Congreso Geológico de España y VIII. Congreso Latinoamericano de Geología. Simposios. Salamanca 2: 628-638
- Garzón, G, Garrote, J, Ortega, J.A. y Soler, O. (2004). Evolución reciente del río Jarama a apartir de ortofotos. Implicaciones morfodinámicas en la gestión de riberas. En: Benito, G. y Díaz Herrero, A. (Eds.). *Contribuciones Recientes sobre Geomorfología*. (Actas de la VIII Reunión Nacional de Geomorfología, Toledo. SEG y CSIC: 203-212.
- Gillespie, B.M., Giardino, J.R. (1996). Determining the migratory activity index for a river: An example from the Brazos River, Texas. *Zeitschrift fur Geomorphologie*, 40: 417-428.
- Giner, J.L. (1996). Análisis neotectónico y sismotectónico en el sector centro-oriental de la cuenca del Tajo. Tesis Univ. Complutense de Madrid.
- Giner, J.L., De Vicente, G., Pérez González,

- A., Sánchez Cabañero, J., Pinilla, L. (1996). Crisis tectónicas cuaternarias en la Cuenca de Madrid. *Geogaceta*, 20 (4), 842–845.
- González del Tánago, M. y García de Jalón, D. (1982). Restauración de ríos y riberas. E.T.S Ingenieros de Montes. Universidad Politécnica de Madrid. Madrid.
- Gore, J.A. (1985). *The Restoration of Rivers and Streams*. Butterworth Publishers, Stoneham, MA. United States.
- Goy, J.L., Pérez González, A. y Zazo, C. (1989). Cartografía y Memoria del Cuaternario y Geomorfología, Hoja de Madrid (559). Mapa Geológico de España escala 1:50.000 2º Serie (MAGNA). IGME. Serv. Pub. Mº Industria. Madrid.
- Graells, M.P. (1897). Fauna Mastodológica Ibérica. Real Academia de Ciencias. Madrid.
- Graf, W.L. (1980). The effect of dam closure on downstream rapids, *Water Resources Research* 16: 129–136.
- Graf, W.L. (1999). Dam nation: a geographic census of large American dams and their hydrologic impacts, *Water Resources Research* 35: 1305–1311
- Graf, W.L. (2001). Damage control: dams and the physical integrity of America's rivers, *Annals of the Association of American Geographers*, 91: 1–27.
- Graf, W.L. (2006). Downstream hydrologic and geomorphic effects of large dams on American rivers. *Geomorphology*, 79, 3-4: 336-360
- Green, J.F.N. (1934). The river Mole: Its physiography and superficial deposits. *Proc. Geol. Assoc.*, 45: 35-39.
- Gregory, K.J. y Park, C.C. (1974). Adjustment of river channel capacity downstream from a reservoir, *Water Resour. Res.*, 10: 870–973.
- Gregory, K. (Ed.), 1983. *Background to Palaeohydrology*, Wiley, Chichester.
- Gurnell, A.M. (1997). Channel change on the River Dee meanders, 1946–1992, from the analysis of air photographs, *Regulated Rivers: Research and Management*, 13:13–26
- Gurnell, A.M., Downward, S.R., Jones, R., 1994. Channel planform change on the River Dee meanders, 1876–1992. *Regulated Rivers: Research and Management*, 9, 187–204.
- Gustavson, T.C. (1978). Bedforms and stratification types of modern gravel meander lobes, Nueces River, Texas. *Sedimentology*, 25: 401-426
- Gutiérrez, F., Ortí, F., Gutiérrez, M., Pérez-González, A., Benito, G., García Prieto, J. y Durán Valsero, J. J. (2001). The stratigraphical record and activity of evaporite dissolution subsidence in Spain. *Carbonates and Evaporites*, 16, 1: 46-70.
- Gutiérrez, F. (1994a). Geomorfología de la Región de Calatayud. El Karst en Yesos. Tesis de Licenciatura. Universidad de Zaragoza.
- Gutiérrez, F. (1994b). Subsistencia kárstica sinsedimentaria en el sistema aluvial Jalón-Jiloca (Fosa de Calatayud). En: Arnáez, J., García-Ruiz, J.M., Gómez-Villar, A. (Eds.). *Geomorfología en España*. Logroño, Spain, Vol. I: 133-147.
- Gutiérrez, F. (1995). Synsedimentary and postsedimentary subsidence due to gypsum karstification and derived hazards (Calatayud Graben, Iberian Range, Spain). In: Barends, F.B.J., Brouwer, F.J.J. and Schröder, F.H. (Eds.). *Land Subsidence*, Balkema, Rotterdam, 47-57.
- Gutiérrez, F. (1996). Gypsum Karstification induced subsidence: effects on alluvial systems and derived geohazards, Calatayud Graben, Iberian Range, Spain. *Geomorphology*, 16: 277-293.
- Gutiérrez, F. (1998). Subsistencia por colapso en un karst aluvial. Análisis de estabilidad. En: Gómez-Ortiz, A. y Salvador-Franch, F. (Eds.). *Investigaciones recientes de la Geomorfología española*. V Reunión Nacional de Geomorfología. Barcelona: 47-58.
- Gutiérrez, F. (2005). Evaporite karst in Calatayud Graben (Iberian Range). Effects on fluvial systems and environmental aspects. Sixth International Conference on Geomorphology, Zaragoza, Filed trip guide B-6.
- Gutiérrez, F. y Arauzo, T. (1995). Subsistencia kárstica sinsedimentaria en un sistema

- aluvial efímero: El Barranco de Torrecilla (Depresión del Ebro, Zaragoza). En: Meléndez, A. y Aurell, M. (Eds.). XIII Congreso Español de Sedimentología. Teruel: 59-60.
- Gutiérrez, M. y Gutiérrez, F. (1998). Geomorphology of the Tertiary gypsum formations in the Ebro Depression (Spain). *Geoderma*, 87: 1-29.
- Gutiérrez, M., Ibáñez, M.J., Peña, J.L. Rodríguez, J. y Soriano, A. (1985). Quelques exemples de karst sur gypse dans la depression de l'Ebre. *Karstologia* 6, 29-36.
- Gutiérrez Puebla, F. y Gould, M. (1994). SIG. Sistemas de información geográfica. Síntesis, Madrid.
- Hack, J. T. (1957). Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland. U.S. Geol. Survey Prof. Paper: 294.
- Hack, J. T. (1973). Drainage adjustment in the Appalachians. En: Morisawa, M.E. (ed.) *Fluvial Geomorphology*, SUNY-Binghamton New York: 314.
- Hadley, R.F. y Emmett, W.W. (1998). Channel changes downstream from a dam: American Water Resources Association Journal, v. 34: 629-637.
- Ham, D.G. y Church, M. (2000). Bed-material transport estimated from channel morphodynamics: Chilliwack River, British Columbia. En: *Earth Surface Processes and Landforms*, 25: 1123-1142.
- Hamelin, L.E. (1958). Matériaux de géomorphologie périglaciaire dans l'Espagne du Nord. *Revue de Géographie des Pyrénées et du Sud Ouest*, 25: 241-256.
- Harvey, M.D. y Schumm, S.A. (1987) Response of Dry Creek in California to land use change, gravel mining and dam closure. *Internat. Assoc. Hydrologic Sci. Pub.*, 165: 451-460.
- Harvey, A. M. (1969). Channel capacity and the adjustment of streams to hydrologic regime, *J. Hydrol.*, 8: 82-98.
- Heede, B. H. y Rinne, J.N. (1990). Hydrodynamic and fluvial morphological processes: Implications for fisheries management and research. *North American Journal of Fisheries Management*, 10: 249-268.
- Hernández García, M. E. y Llamas, M.R. (1995) . Contribución al Conocimiento de las Sequías de Madrid. *Ingeniería del Agua*, 2: 17-36.
- Hickin, E.J. (1974). The development of meanders in natural river-channels. *Am. J. Sci.*, 274, 414-442.
- Hickin E.J. y Nanson, G.C. (1975). The character of channel migration on the Beatton River, northeast British Columbia, Canada. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 86, 487-494.
- Hillier, J.H., Bunbury, J.M. y Graham, A. (2006). Monuments on a migrating Nile. *Journal of Archaeological Science*, 34: 1011-1015.
- Himi, Y. (2002). Hidrología y contaminación acuática en el parque regional del sureste de la Comunidad Autónoma de Madrid. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid.
- Hooke, J.M. (1977). The distribution and nature of changes in river channel patterns: the example of Devon. En: Gregory, K.J. (Ed.), *River Channel Changes*. Wiley, Chichester: 265-280.
- Hooke, J.M. (1980). Magnitude and distribution of rates of river bank erosion. *Earth Surf. Proc.*, 5, 143-157.
- Hooke, J.M. (1987). Changes in meander morphology. En: Gardiner, V. (Ed.), *International Geomorphology, Part I*. Wiley, Chichester: 591-609.
- Hooke, J.M. (1991). Non-linearity in river meander development: 'chaos' theory and its implications. Working Paper, 19, Portsmouth Polytechnic Department of Geography.
- Hooke, J.M. (1995a). River channel adjustment to meander cut-offs on the River Bollin and River Dane, NW England. *Geomorphology*, 14: 235-253.
- Hooke, J.M. (1995b). Processes of channel planform change on meandering channels in the UK. En: Gurnell, A., Petts, G.E. (Eds.). *Changing river channels*. Wiley, Chichester: 87-116.
- Hooke, J.M. (2003). River meander behaviour and instability; a framework for analysis. *Transactions of Institute of British*

- Geographers, 28, 238–253.
- Hooke, J.M. (2004). Cutoffs galore!: occurrence and causes of multiple cutoffs on a meandering river. *Geomorphology*, 61: 225–238.
- Hooke, J.M. (2007a). Spatial variability, mechanisms and propagation of change in an active meandering river. *Geomorphology*, 84: 277–296.
- Hooke, J. M. (2007b). Complexity, self-organisation and variation in behaviour in meandering rivers. *Geomorphology*, 91: 236–258.
- Hooke, J.M. y Harvey, A.M., (1983). Meander changes in relation to bend morphology and secondary flows. En: Collinson, J., Lewin, J. (Eds.), *Modern and Ancient Fluvial Systems*. Int. Assoc. Sediment Sp. Publs., 6: 121–132.
- Hooke, J. M. y Kain, R. J. P. (1982). *Historical Change in the Physical Environment: a Guide to Sources and Techniques*. Sevenoaks: Butterworths.
- Hooke, J.M. y Redmond, C.E., (1989). Use of cartographic sources for analysis of river channel change in Britain. En: Petts, G.E. (Ed.), *Historical Changes on Large Alluvial European Rivers*. Wiley, Chichester: 79–93.
- Hooke, J.M. y Redmond, C.E. (1992). Causes and nature of river planform change. En: Billi, P., Hey, R.D., Thorne, C.R., Tacconi, P. (Eds.), *Dynamics of Gravel-Bed Rivers*. Wiley, Chichester: 549–563.
- Howard, A.D. (1968) Stratigraphic and structural controls on landform development in the Central Kentucky Karst. *National Speleological Bulletin*, 30: 95–114.
- Howard, A.D., Keetch, M.E. y Vincent, C.L. (1970). Topological and geometrical properties of braided rivers. *Wat. Resour. Res.*, 20: 1674–1688.
- Ikeda, S., Parker, G. y Sawai, K. (1981). Bend theory of river meanders. 1. Linear development. *J. Fluid Mech.*, 112: 363–377.
- Imperatori, L. (1955). Documentos para el estudio del Cuaternario madrileño. Fenómenos de crioturbación en la terraza superior del Manzanares. *Estudios Geológicos*, XI: 139–143.
- Inogés, F.J., y González del Tánago, M. (2004). Contribución de la geomorfología a la restauración de los ríos. Aplicación a un tramo del río Henares (Comunidad de Madrid). En: Benito, G. y Díaz Herrero, A. (Eds.), *Contribuciones Recientes sobre Geomorfología*. (Actas de la VIII Reunión Nacional de Geomorfología, Toledo. SEG y CSIC: 203–212.
- Jackson, R.G. II. (1976). Depositional model of point bars in the lower Wabash River. *Journal of Sedimentary Research*, 46; 3: 579–594.
- Jackson, R.G. II. (1978). Preliminary evaluation of lithofacies models for meandering alluvial streams, p. 543–576. In A.D. Miall, (ed.), *Fluvial Sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologists, Calgary, Memoir.
- Jacobson, R.B. Y Pugh, A.L. (1997). Riparian-vegetation controls on the spatial pattern of stream-channel instability, Little Piney Creek, Missouri: U.S. Geological Survey Water-Supply Paper 2494: 33.
- Johnson, R.H. y Paynter, J. (1967). The development of a cutoff on the River Irk at Chadderton, Lancashire. *Geography*, 52: 41–49.
- Junco, F. y Calvo, J.P. (1983): Cuenca de Madrid. En: *Geología de España*. Libro Homenaje a J.M. Ríos, T. II. IGME, Madrid: 534–542.
- Kellerhals, R., Church, M. y Bray, D.I. (1976). Classification and analysis of river processes. *J. Hydraul. Div., ASCE*, 102 (HY7): 813–829.
- Knighton, D. (1984). *Fluvial Forms and Processes*. Arnold Publ. & J. Wiley and Sons, London, UK.
- Knighton, D. (1998). *Fluvial Forms & Processes: A New Perspective*, Oxford University Press, New York.
- Kochel, R.C. y Miller, J.R. (1997). Geomorphic responses to short-term climate change: an introduction. *Geomorphology*, 19: 171–173.
- Kohan, O.M. y Catalán, J.G. (1963): Investigación sobre la polución del río Manzanares. *Agua* (nov-dic): 6–17.

- Kondolf, G. M. (1995). Learning from stream restoration projects. En: Proceedings of Fifth Biennial Watershed Management Conference. Ashland, Oregon, November 1994, California Water Resources Center Report, 86: 107-110.
- Kondolf, G.M. (1997). Hungry water: Effects of dams and gravel mining on river channels. *Environmental Management*, 21(4): 533-551.
- Kulemina, N.M. (1973). Some characteristics of the process of incomplete meandering of the channel of the Upper Ob' river, Soviet Hydrology Selected Papers 12: 518-534.
- Lagasse, P.F., Winkley, B.R., and Simons, D.B. (1980). Impact of gravel mining on river system stability. *J. Waterway, Port, Ocean Div., Amer. Soc. Civil Eng.*, 106 (WWE) L: 389-404.
- Lane, E.W. (1957). A study of the shape of channels formed by natural streams flowing in erodible material. *US Army Corps Eng., Missouri River Div., Omaha, NE, Sediment Series 9*, 106pp.
- Leeder, M.R. (1973). Fluvial fining-upwards cycles and the magnitude of paleochannels. *Geol. Mag.*, 110: 265-276.
- Lecce, S.A. (1997). Spatial patterns of historical overbank sedimentation and floodplain evolution, Blue River Wisconsin. *Geomorphology*, 18, 265-277.
- Lecce, S.A., (2000) Spatial variations in the timing of annual floods in the southeastern United States. *Journal of Hydrology*, 235, Issues 3-4, 31: 151-169.
- Leopold, L.B. (1973). River Channel Change with Time ? An Example. en: *Geological Society of America Bulletin*, 84: 1845-1860.
- Leopold, L. B. y Wolman, M.G. (1956). Floods in Relation to the River Channel, en: *Union Geod. et Geophysics International, Association d'Hydrologie (Symposium in Dijon)*, Publication 42: 85-98.
- Leopold, L.B., Wolman, M.G., 1957. River channel patterns: braided, meandering and straight. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 282B.
- Leopold, L.B. y Wolman, M.G. (1960). River meanders. *Geological Society of America Bulletin*, 71, 769-794.
- Leopold, L.B., Wolman, M.G. y Miller, J.P. (1964). *Fluvial Processes in Geomorphology*. Freeman, San Francisco.
- Leranoz, B. (1993). *Geomorfología y Geología Ambiental de la Ribera de Navarra*. Tesis Doctoral, Univ. de Zaragoza.
- Lewin, J., 1977. Channel pattern changes. En: Gregory, K.J. (Ed.), *River Channel Changes*. Wiley, Chichester: 167-184.
- Lewis, G.W. y Lewin, J. (1983). Alluvial cutoffs in Wales and the Borderlands. En: Collinson, J.D., Lewin, J. (Eds.), *Int. Assoc. Sediment. Spec. Publ.*, 6: 145-154.
- Ligon, F., Dietrich, W.E. y Trush, W.J. (1995). Downstream ecological effects of dams: a geomorphic perspective. *BioScience*, 45(3): 183-192.
- López Gómez, A. (1998). Variaciones en el curso del Tajo y el Jarama en Aranjuez desde el siglo XVI. *Estudios Geográficos*, Tomo LV, 26: 417-440.
- López Vera, F. (1977). Hidrogeología regional de la cuenca del río Jarama en los alrededores de Madrid. *Memoria del Instituto Geológico y Minero de España*, 91: 1-227.
- Luzón, A., Pérez, A., Soriano, M.A. y Pocoví, A. (2008). Sedimentary record of Pleistocene paleodoline evolution in the Ebro basin (NE Spain). *Sedimentary Geology*, 205, Issues 1-2, 30: 1-13.
- Mackin, J.H. (1948). Concept of a graded river. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 59: 463-512.
- Magilligan, F.J. y Nislow, K.H. (2001). Hydrologic alteration in a changing landscape: Effects of impoundment in the Upper Connecticut River Basin, USA: *American Water Resources Association Journal*, v. 37:1551-1569.
- Maizels, J. (1988). Palaeochannels: Plio-Pleistocene raised channel systems of the western Sharqiyah. En: Dutton, R.W. (Ed.), *The Scientific Results of the Royal Geographical Society's Oman Wahiba Project 1985-1987*. *Journal of Oman studies Special Report*, 3, :95-112.
- Malik, I. (2005). Rates of lateral channel migration along the Mala Panew River (southern Poland) based on dating

- riparian trees and coarse woody debris, *Dendrochronologia*, v. 23, p. 29-38.
- Mangelsdorf, J., Scheurmann, K. y Weiss, F.H. (1990). *River Morphology: a Guide for Geoscientists and Engineers*. Springer-Verlag, Alemania.
- Martin Aguado, M. (1963a). Consideraciones sobre las terrazas del Tajo en Toledo. *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, 71: 163-178.
- Martin Aguado, M. (1963b): *Publ. Inst. Prov. Invest. Est. Toledanos*, Ser. 2, 1.
- Martín Escorza, C. (1976): Actividad tectónica, durante el Mioceno, de las fracturas del basamento de la Fosa del Tajo. *Estudios Geológicos*, 32: 509-522.
- Martin Escorza, C., (1980). Las grandes estructuras neotectónicas de la Cuenca cenozoica de Madrid. *Estudios Geológicos*, 36: 247-253.
- Martín Vide, J. y Barriendos, M. (1995): The use of rogation ceremony records in climatic reconstruction: a case study from Catalonia (Spain). *Climatic Change*, 30, 201-221.
- Martínez Alfaro, P.E. (1977a): Hidrogeología de los materiales terciarios y cuaternarios de la cuenca del río Manzanares. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense de Madrid.
- Martínez Alfaro, P.E. (1977b): Características hidrogeológicas y problemas de contaminación del acuífero cuaternario del río Manzanares, aguas abajo del casco urbano de Madrid. *Estudios Geológicos*, 33: 403-408.
- Martínez Alfaro, P.E. y Sáiz García-Cuenca, J. (1976). Relaciones aguas superficiales-aguas subterráneas en la cuenca del río Manzanares. I Simposio Nacional de Hidrogeología, Valencia. 2: 181-202.
- Martínez Pérez, S. (1996). Estudio de la relación aguas subterráneas-lagunas de graveras-aguas superficiales y de viabilidad de la restauración del medio físico en el sector central del Parque Regional del Sureste. Tesis Doctoral. Universidad de Alcalá de Henares. Madrid.
- Masachs, V. (1948). *El Régimen de los Ríos Peninsulares*, CSIC, Barcelona. Instituto Lucas Mallada, Barcelona.
- Mattes, G.H. (1947). Macroturbulence in natural stream flow. *Trans. Am. Geophys. Union*, 28:255-262.
- McEwen, L.C. (1990). The establishment of a historical flood chronology for the River Tweed catchment, Berwickshire, *Scottish Geographical Magazine*, 106: (1) 37-47.
- Merrits, D., Vincent K. y Wohl, E. (1994). Long river profiles, tectonism, and eustasy: a guide to interpreting fluvial terraces, *Journal of Geophysical Research*, 9: 14031-14050.
- Miall, A.D. (1978). Fluvial sedimentology: an historical review. *Can. Soc. Pet. Geol. Mem.* 5: 1-47.
- Miall, A.D. (1985). Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Sci. Rev.*, 22: 261-308.
- Miall, A. D. (1992) Alluvial deposits. En: Walker, R.G. y James, N.P. (Eds.), *Facies Models: Response to Sea Level Changes*. Geol. Assoc. Canada, St Johns, Newfoundland: 119-142.
- Miall, A.D., (1996). *The Geology of Fluvial Deposits*. Springer. Berlin.
- Micha, J.C. y Borlee, M.C. (1989). Recent historical changes on the Belgian Meuse. En: Petts, G.E., Möller, H. y Roux, A.L. (eds.), *Historical Change of Large Alluvial Rivers: Western Europe*, John Wiley and Sons Ltd, Chichester: 269 -295.
- Milner, A.M. (1994). System Recovery. En: Calow, P. y Petts, G.E. (Eds.). *The Rivers Handbook*. Blackwell, Oxford: 76-97.
- Moissenet, E. (1993). L'âge et les deformations des terrasses alluviales du fosse de Teruel. *El Cuaternario en España y Portugal*, Vol. 1: 267-279,
- Molina Sempere, M., Vidal-Abarca, M.R. y Suárez, M.L. (1994). Floods in arid south-east Spanish areas: a historical and environmental review. En: Rossi, G., Harmancioglu, N. y Yevjevich, V. (Eds.). *Coping with Floods*, Kluwer Academic Publishers, London: 271-278.
- Montefusco, L. y Taconi, P. (1983). Effects of River Meander Stabilization. En: Elliott, C.M. (Ed.). *River Meandering. Proceedings of the Conference Rivers '83*, American

- Society of Civil Engineers, NY: 518-529.
- Morá, J y Catalán, J.G. (1969). Estudio de la polución por detergentes de los ríos Jarama y Henares. Documentos de Investigación Hidrológica, 4: 99-108.
- Mosley, M.P. (1975).b. Meandering cutoffs on the River Bollin, Cheshire in July 1973. *Revue de Geomorphologie Dynamique*, 24: 21-32.
- Nanson, G.C. y Young, R.W. (1981). Overbank deposition and floodplain formation on small coastal streams of New South Wales. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 25: 332-347.
- Nanson, G.C. y Croke, J.C. (1992). A genetic classification of floodplains. *Geomorphology*, 4: 459-486.
- Nanson, G.C. y Hickin, E.J. (1983). Channel migration and incision on the Beaton river. *J. Hydr. Eng. Proc. ASCE*, 109: 327-337.
- Nislow, K.H., Magilligan, F.J., Fassnacht, H., Bechtel, D. y Ruesink, A. (2002). Effects of hydrologic alteration on flood regime of natural floodplain communities in the Upper Connecticut River: *American Water Resources Association Journal*, 38: 1533-1548.
- O'Connor, J. E., Myrtle, A.J. y Haluska, T.L. (2003). Flood plain and channel dynamics of the Quinault and Queets Rivers, Washington, USA. *Geomorphology*, 51: 31-59.
- Ollero Ojeda, A. (1989). Los estudios de dinámica fluvial en cauces meandriformes: estado de la cuestión. *Geographicalia*, 26: 193-208.
- Ollero Ojeda, A. (1990). Pendiente, sinuosidad y tipo de canal en el Ebro medio. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 16: 73-84.
- Ollero Ojeda, A. (2000). Primera aproximación a una clasificación de cursos fluviales aplicable a la ordenación. *Lurralde: Investigación y espacio*, 23: 125-133.
- Ollero Ojeda, A., Echeverría Arnedo, M.T., Sánchez Fabre, M., Auría Izquierdo, V., Ballarín Ferrer, D. y Mora Mur, D. (2003). *Geographicalia*, 44: 7-25.
- Ori, G. G. (1979). Barre di meandro nelle alluvioni ghiaiose del fiume Reno (Bologna). *Boll. Soc. Geol. It.*, 98: 35-54.
- Ortega, J. A., Garzón, G., Garrote, J. y Soler, O. (2004). Afecciones geomorfológicas de la desviación del río Jarama por la ampliación del aeropuerto de Barajas. En: Benito, G. y Díaz Herrero, A. (Eds.). *Contribuciones Recientes sobre Geomorfología*. (Actas de la VIII Reunión Nacional de Geomorfología, Toledo. SEG y CSIC: 213-221.
- Ortí, F., Pueyo, J.J. y San Miguel, A. (1979). Petrogénesis del yacimiento de sales sódicas de Villarrubia de Santiago (Terciario continental de la Cuenca del Tajo), *Bol. Geol. Hisp.*, 94: 347-373.
- Park, C. C. (1977) Man-induced changes in stream channel capacity. En: Gregory, K.J. (Ed.). *River channel changes*, Wiley & Sons, Chichester, UK: 121-144.
- Parker, G. (1976). On the cause and the characteristic scales of meandering and braiding in rivers. *J. Fluid. Mech.*, 76: 457-480.
- Pérez de Barradas, J. 1926. Estudios sobre el terreno cuaternario del valle del Manzanares (Madrid). Imprenta Municipal. Madrid.
- Pérez-González, A. 1969: Un cambio en la geografía de los alrededores de Madrid. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural, Sección Geológica*, 67: 369-372.
- Pérez-González, A. (1971). Estudio de los procesos de hundimiento en el valle del río Jarama y sus terrazas. *Estudios Geológicos*, 27: 317-324.
- Pérez-González, A. (1975). Mapa Geológico de España 1:50.000, (Serie MAGNA). Hoja nº 582 (Getafe). IGME, Madrid.
- Pérez-González, A. (1980). Geología y estratigrafía de los yacimientos de Áridos en la llanura aluvial de Arganda (Madrid). En: Santonja, M., López, N. y Pérez-González, A., (eds.). *Ocupaciones achelenses en el valle del Jarama*. Diputación Provincial de Madrid: 49-61.
- Pérez-González, A. (1982). Neógeno y Cuaternario de la llanura manchega y sus relaciones con la Cuenca del Tajo. Tesis Doctoral. Univ. Complutense. Madrid.
- Pérez-González, A. (1994). Depresión del Tajo. En: Gutiérrez Elorza, M. (Ed.), *Geomorfología de España*. Editorial

- Rueda, Madrid: 389-429.
- Pérez-González, A. y Gallardo, J. (1987). La Raña al Sur de Somosierra y Sierra de Ayllón: un piedemonte escalonado del Villafarnquiense medio. *Geogaceta*, 2: 29-32.
- Pérez-González, A., Goy J.L., y Zazo, C. (1989). Mapa Geológico de España 1:50.000, (Serie MAGNA). Hoja nº 559 (Madrid). IGME, Madrid.
- Pérez-González, A. y Uribebarrea, D. (2002). Geología del Cuaternario de los valles fluviales del Jarama y Manzanares en las proximidades de Madrid. Bifaces y elefantes. La investigación del Paleolítico Inferior en Madrid. *Zona arqueológica*, Nº. 1: 302-317.
- Pérez-González, A. y Uribebarrea, D. (en prensa) Cartografía de la geomorfología y memoria, del Mapa Geológico de España 1:50.000, (Serie MAGNA). Hoja nº 629 (Toledo). IGME, Madrid.
- Pérez González, M. A. y García Rodríguez, M. P. (2003). Evolución del paisaje en la cuenca baja del río Jarama. *Observatorio medioambiental*, 6: 177-193.
- Petit, F., Poinart, D. y Bravard, J. P. (1996). Channel incision, gravel mining and bedload transport in the Rhone river upstream of Lyon, France, *Catena*, 26: 209-226.
- Petts, G.E. (1979). Complex response of river channel morphology subsequent to reservoir construction. *Progress in Physical Geography*, 3, 329-362.
- Petts, G.E. (1984). Sedimentation within a regulated river. *Earth Surface Processes and Landforms*, 9(2):125-134.
- Petts, G.E. (1989). Historical analysis of fluvial hydrosystems. En: Petts, G.E., Muller, H. y Roux, A.L. (Eds.), *Historical Change of Large Alluvial Rivers: Western Europe*. Wiley, Chichester: 1-18.
- Petts G.E. y Pratt, J.D. (1983). Channel changes resulting from low-flow regulation on a lowland river, England. *Catena*, 10: 77-85.
- Piégay, H., Bornette, G., Citteroi, A., Herouin, E., Moulin, B. y Statiotis, C. (2000). Channel instability as a control on silting dynamics and vegetation patterns within perfluvial aquatic zones. *Hydrological Processes*, 14: 3011-3029.
- Pinilla, L y Pérez-González, A. (1994). Geomorphological Map of Toledo Area. Centro de Ciencias Medioambientales (CSIC). (Inédito).
- Pinilla, L., Pérez-González, A. y Benito, G. (1995a). Cambios históricos de los cauces de los ríos Tajo y Jarama en Aranjuez. *Geogaceta*, 18, 101-104.
- Pinilla, P., Pérez-González, A., Sopeña, A. y Parés, J.M. (1995b). Fenómenos de hundimiento sinsedimentarios en los depósitos cuaternarios del río Tajo en la cuenca de Madrid (Almoguera-Fuentidueñadel Tajo). En: Aleixandre, T. y Pérez-González, A. (eds.) *Reconstrucción de paleoambientes y cambios climáticos durante el Cuaternario*. Monografías CCMA. CSIC, Madrid. 3: 125-139.
- Pizzuto, J.E. (1994). Channel adjustments to changing discharges, Powder River, Montana. *Geological Society of America Bulletin*, 106: 1494-1501.
- Ponsjack, E. (1940). Deposition of calcium sulphate from sea water. *American Journal of Science*, 239: 559-568.
- Portero, J.M., Pérez-González, A. (1991). Cartografía geomorfológica de la Hoja topográfica a escala 1:50.000, Serie MAGNA. Hoja nº 560 (Alcalá de Henares). ITGE.
- Querol, M.A. y Santonja, M. (1979). El yacimiento achelense de Pinedo (Toledo). *Exc. Arq. Esp.*, 106. Ministerio de Cultura. Madrid.
- Rebollo, L. (1973). Estudio hidrogeológico del Cuaternario de la cuenca del río Jarama. Tesis de Licenciatura. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense de Madrid.
- Reinfelds, I. y Bishop, P. (1998). Palaeohydrology, palaeodischarges and palaeochannel dimensions: Research strategies for meandering alluvial rivers. En Benito, G., Baker, V.R. y Gregory, K.J. (eds.), *Palaeohydrology and Environmental Change*. John Wiley, Chichester: 27-42.
- Riba, O. (1957). Terrases du Manzanares et du Jarama aux envrions du Madrid.

- Libro-Guía Exc. C-2, V INQUA Int. Cong., Madrid-Barcelona.
- Rice, S.P. y Church, M. (2001). Longitudinal profiles in simple alluvial systems. *Water Resources Research*, 37: 417-426.
- Richards, K.S. (1982). *Rivers: Form and Process in Alluvial Channels*. Methuen & Co., New York.
- Richi Lucci, F. (1978). *Sedimentología*, vol. III. Coop. Libreria Universitaria Editrice.
- Rinaldi M. y Simon A. (1998). Bed-level adjustments in the Arno River, central Italy. *Geomorphology*, 22, 57-71.
- Rodríguez Pascua, M.A., Calvo, J.P., De Vicente, G. y Gómez-Gras, D. (2000). Soft-sediment deformation structures interpreted as seismites in lacustrine sediments of the Prebetic Zone, SE Spain, and their potential use as indicators of earthquake magnitudes during the Late Miocene. *Sedimentary Geology*, 135: 117-135.
- Roehl, J.R. (1962). Sediment source areas and delivery ratios influencing morphological factors. *Assoc. Hydro. Sci.*, 59: 202-213.
- Rotnicki, K. (1991). Retrodiction of palaeodischarges of meandering and sinuous alluvial rivers and its palaeohydrological implications. En: Starkel, L., Gregory, K.J., Thornes, J. (Eds.), *Temperate Palaeohydrology*. Wiley, New York: 431-471.
- Royo Gómez, J. y Menéndez Puget, L. (1929). Mapa y memoria explicativa de la hoja nº 559, (Madrid). Mapa Geológico de España a escala 1:50.000. Instituto Geológico y Minero de España.
- Ruiz Zapata, M. B., Dorado Valiño, M., Valdeolmillos Rodríguez, A., Gil García, M.J., Martín Arroyo, T. y Pérez-González A. (2004). Registro paleoambiental y paleoclimático del Pleistoceno Medio y Superior en depósitos fluviales del valle del río Tajo (Toledo)". *Zona Arqueológica. Paleontología*, II: 507-517
- Rus, I. (1983). El Paleolítico en el valle del Manzanares. Más de un siglo de estudios. *Rev. Arqueología*, 32: 7-15.
- Rus, I y Vega, G. (1984). El yacimiento de Arriaga II: problemas de una definición actual de los suelos de ocupación. *Primeras Jornadas de Metodología de Investigación Prehistórica*, Soria 1981: 387-404
- Rus, I., Roquero, E., Mazo, A. y Enamorado, J. (1993). Terrazas del Pleistoceno Medio en la Cuenca del Tajo y fauna e industrias asociadas. *Abstracts 3er Reun. Int. Cuaternario Ibérico (AEQUA-GTPQ)*: 86. Coimbra (Portugal).
- Rust, B.R. (1978). A classification of alluvial channel systems. En: Miall, A.D. (Ed.), *Fluvial Sedimentology*. Can. Soc. Petrol. Geol. Mem. 5: 187-198.
- San José, (1975). Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, Nº 583 (Arganda), Serie MAGNA. IGME. Madrid.
- Sandecki, M. (1989). Aggregate mining in river systems. *Calif. Geol.*, 42: 88-94.
- Santonja, M. y Villa, P. (1990). The Lower Paleolithic of Spain and Portugal. *Journal of World Prehistory*, 4, 45-94.
- Sanz, E. (2002). El karst en yesos de Fuentes (Cuenca). En: Carrasco, F., Durán, J.J. y Andreo, B. (Eds.) *Karst and Environment*: 351-358.
- Sanz, M.E., (1996). *Sedimentología de las Formaciones Neógenas del sur de la Cuenca de Madrid*. CEDEX (ed.). Serie Monografías, vol. 52.
- Sarma, J.N. (2005). Fluvial process and morphology of the Brahmaputra River in Assam, India. *Geomorphology*, 70, Issues 3-4: 226-256
- Sastre, A., de Vega, M.T., Bascones, M. y Martínez Alfaro, P.E. (1992). Las aguas subterráneas y las lagunas de gravera de la vega de Arganda-San Martín (Madrid). Tomo V, *Hidrogeología y Recursos Hidráulicos*. V Simposio de Hidrología. Alicante. 15: 177-190.
- Schidegger, A.E. (1970). *Theoretical Geomorphology*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
- Schneider, C., Schnirch, M., Acuña, C., Casassa, G., Kilian, R. (2007). Glacier inventory of the Gran Campo Nevado Ice Cap in the Southern Andes and glacier changes observed during recent decades. *Global and Planetary Change*, 59: 87-100
- Schreiber, B. y Schreiber, E. (1977). The salt

- that was. *Geology*, 5: 527-528.
- Schriek, T., Passmore, D.G., Rolao y Stevenson, A.C. (2007). Estuarine-fluvial floodplain formation in the Holocene Lower Tagus valley (Central Portugal) and implications for Quaternary fluvial system evolution. *Quaternary Science Reviews*, (en prensa).
- Schriek, T., Passmore, D.G., Mugica, F.F., Stevenson, A.C., Boomer, I. y Rolao, J. (2007). Holocene paleoecology and floodplain evolution of the Muge tributary, Lower Tagus Basin, Portugal. *Quaternary International*, (en prensa).
- Schumm, S.A., (1969). River metamorphosis. *Proc. Am. Soc. Civ. Eng. J. Hydraul. Div.*, HYI 6352: 255-273.
- Schumm, S.A. (1973). Geomorphic thresholds and complex response of drainage systems. En: Morisawa, M. (Ed.), *Fluvial Geomorphology*. University of New York, Binghamton: 301-310.
- Schumm, S.A. (1977). *The Fluvial System*. Wiley, New York.
- Schumm, S.A. (1985). Patterns of alluvial rivers. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 13: 5-27.
- Schumm, S.A. y Khan, H.R. (1972). Experimental Study of Channel Patterns. En: *Geological Society of America Bulletin*, 83: 1755-1770.
- Schumm, S.A. y Lichty, R.W. (1965). Time, space, and causality in geomorphology. *American Journal of Science*. 263: 110-119.
- Schwartz, D.E. (1978). Hydrology and current orientation analysis of the braided-to-meandering transition: The Red River in Oklahoma and Texas, USA. En: Miall, A.D. (Ed.). *Fluvial Sedimentology*. Can. Soc. Petrol. Geol. Mem., 5: 231-256.
- Schwenzner, J. (1936). Sur Morphologie das Zentral spanischen Hochlandes. *Geogr. Abhandl.* 3a, X 128p. Traducido al español por V. Vidal Box, con el título: La morfología de la región montañosa central de la meseta española, *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat.* (1943), 41: 121-147.
- Sear, D.A. y Archer, D. (1998). Effects of gravel extraction on stability of gravel-bed rivers: the Wooler Water, Northumberland, UK. En: Klingeman, P.C., Beschta, R.L., Komar, P.D. y Bradley, J.B. (Eds.) *Gravel Bed Rivers in the environment: Water Resources Publications*, Highlands Ranch, Colorado: 455-470.
- Sesé, C. y Soto, E. 2000. Vertebrados del Pleistoceno de Madrid. En: Morales, J., Nieto, M., Amezua, L., Fraile, S., Gómez, E., Herráez, E., Peláez-Campomanes, R., Salesa, M.J., Sánchez, I.M. y Soria, D. (eds) *Patrimonio Paleontológico de la Comunidad de Madrid. Arqueología, Paleontología y Etnografía. Monográfico*, 6, 216-243. Madrid.
- Sesé, C., Soto, E. y Pérez-González, A. (2000). Mamíferos de las terrazas del valle del Tajo: primeros datos de micromamíferos del Pleistoceno en Toledo (España central). *Geogaceta*, 28, 137-140.
- Sesé, C., Aparicio, M. T. y Pérez-González, A. (2004): Moluscos y microvertebrados del Pleistoceno de las terrazas del río Tajo en Toledo y Fuentidueña de Tajo (España central). *Geogaceta*, 36: 183-186.
- Shepherd, R.G. (1985). Regression analysis of river profiles. *J. Geol.*, 93: 377-384.
- Shields, F.D. y Abt, S. (1989). Sediment deposition in cutoff meander bends and implications for effective management. *Regulated Rivers: Research & Management*, 4: 381-396.
- Shields, F. D., Jr., Knight, S. S., Cooper, C. M. y Testa, S. III. (2000). Large woody debris structures for incised channel rehabilitation. En: Hotchkiss, R.H. y Glade, M. (Eds.) *Building Partnerships Proceedings of the Joint Conference on Water Resources Engineering and Water Resources Planning and Management, Environmental and Water Resources*. Institute of the American Society of Civil Engineers, Reston, VA.
- Shulits, S. (1941). Rational equation of river bed profile. *Trans. Am. Geophys. Union.*, 22, 622-630.
- Sidorchuk, A., Borisowa, O., Panin, A. y Chernov, A. (2000). Palaeohydrology of the rivers on the East European plain in the Late Glacial and the Holocene. *Fourth International Meeting on Global Continental Palaeohydrology GLOCOPH*

- 2000, Moscow, Russia. Conference Papers and Abstracts: 28–29.
- Silva, P.G. (1988). El Cuaternario del sector centro-meridional de la Cuenca de Madrid: Aspectos geomorfológicos y neotectónicos. Tesis de Licenciatura. Universidad Complutense de Madrid.
- Silva, P.G. (2003). El Cuaternario del Valle inferior del Manzanares (Cuenca de Madrid, España). *Estud. Geol.*, 59, Nº 1-4: 107–132.
- Silva, P.G., Goy, J.L., Zazo, C., Hoyos, M. y Alberdi, M.T. (1988a). El Valle del Manzanares y su relación con la Depresión Prados-Guatén durante el Pleistoceno inferior (Madrid, España). *Actas II Cong. Geol. Esp. Vol.*, 2, Granada: 133–136.
- Silva, P.G., Goy, J.L. y Zazo, C. (1988b). Neotectónica del sector centro-meridional de la Cuenca de Madrid. *Estudios Geol.*, 44, 415–427.
- Silva, P., Goy, J.L. y Zazo, C., (1988c). Neotectónica del sector centromeridional de la cuenca de Madrid. *Estud. Geol.* 4 (5–6), 415–427.
- Silva, P.G., Goy, J.L., y Zazo, C. (1988d). Evolución geomorfológica de la confluencia de los ríos Jarama y Tajuña durante el Cuaternario (Cuenca de Madrid, España). *Cuatern. Geomorfol.*, 2: 125–133.
- Silva, P.G., Cañaveras, J.C., Del Moral, S., Lario, J. y Sanz, E. (1997). 3D soft-sediment deformation structures: evidence for Quaternary seismicity in the Madrid basin, Spain. *Terranova*, 9, 208–212.
- Silva, P.G., Palomares, M., Rubio, F., Goy, J.L., Hoyos, M., Martín Serrano, A., Zazo, C., Alberdi, M.T., (1999). Geomorfología, estratigrafía, paleontología y procedencia de los depósitos arcósicos cuaternarios de la depresión Prados-Guatén (SW Madrid). *Cuaternario y Geomorfología*, 13, 79–94.
- Smith y Collins, (1994) CAMBIAR POR: Smith, M.R. y Collis, L. (1993). Aggregates: sand, gravel and crushed rock aggregates for construction purposes: second edition. Geological Society of Engineering Geology, Special Publication, 9. The Geological Society of London.
- Smith, S. A. (1989). Sedimentation in a meandering gravel-bed river: the river Tywi, South Wales. *Geological Journal*, 24: 193–204.
- Snow, R.S y Slingerland, R.L. (1987). Mathematical modelling of graded river profiles. *J. Geol.*, 95: 15–33.
- Soto, E. (1979): En: M. A. Querol y M. Santonja (Cors.). El yacimiento achelense de Pinedo (Toledo). *Excavaciones arqueológicas en España*, MC: 39–42.
- Starkel, L. (1996). Geomorphic response to climatic and environmental changes along a Central Asian transect during the Holocene. *Geomorphology*, 23: 293–305.
- Starkel, L. (2002). Change in the frequency of extreme events as the indicator of climatic change in the Holocene (in fluvial systems). *Quaternary International*, 91: 25–32.
- Starkel, L., Gebica, P., Niedzialkowska, E., Podgórska-Tkacz, A. (1991). Evolution of both the Vistula floodplain and Lateglacial–Early Holocene paleochannel system in the Grobla forest (Sandomierz Basin). En: Starkel, L. (Ed.), *Evolution of the Vistula River Valley during the last 15.000 years*, Vol. IV. (special Issue) *Geographical Studies*, 6: 87–99.
- Starkel, L., Kalicki, T., Krapiec, M., Soja, R., Gebica, P. y Czyzowska, E. (1996). Hydrological changes of valley floor in the upper Vistula basin during late Vistulian and Holocene. En: Starkel, L. (Ed.), *Evolution of the Vistula River Valley During the Last 15000 Years*, Vol. IX. (special Issue) *Geographical Studies*: 7: 101–128.
- Stølum, H.H. (1996). River meandering as a self-organisation process. *Science*, 271 (5256): 1710–1713.
- Stølum, H.H. (1998). Planform geometry and dynamics of meandering rivers. *Geological Society of America Bulletin*, 110: 1485–1498.
- Strand, R.I. (1975). Bureau of Reclamation procedures for predicting sediment yield. Agricultural Research Service, ARS-S-40: 10–15.
- Szumański, A. (1983). Paleochannels of large meanders in the river valleys of the Polish Lowland. *Quaternary Studies in Poland*, 4, 207–216.

- Tanner, W.F. (1971). The river profile. *J. Geol.*, 79: 482-492.
- Taylor, M.P. y Lewin, J. (1997). Non-synchronous response of adjacent floodplain systems to Holocene environmental change. *Geomorphology*, 18: 251-264.
- Tenorio, M.D., Torija, M.E. y Hernández Asensio, M. (1988). Water contamination by Koper, cadmium and zinc of the principal river in the industrial belt area of Madrid: the Jarama river. En: Astruc, M. y Lester, J.N. (Eds.). *Heavy metals in the hydrological cycle*. Selper Ltd. London: 675-680.
- Tenorio, M.D., Torija, M.E. y Hernández Asensio, M. (1989). Caracterización de las aguas del río Jarama. *Parámetros físico-químicos*. *Anales de Bromatología*, 41: 293-313.
- Tricart, J. (1966) Quelques aspects des phénomènes périglaciaires quaternaires dans la Péninsule Ibérique. *Biuletyn Peryglacialny*, 15: 313-327.
- Uribelarrea, D. (1998). Las explotaciones de áridos naturales en el Parque Regional del Sureste de Madrid. *Condicionantes Geomorfológicos, Alteraciones del Medio y Recuperación de los Espacios Afectados*. Tesis de Licenciatura, UCM.
- Uribelarrea, D. y Benito, G. (2008) Fluvial changes of the Guadalquivir river during the Holocene in Córdoba (Southern Spain), *Geomorphology*, (en prensa).
- Uribelarrea, D., Pérez González, A. y Benito, G. (1997). El estrangulamiento en enero de 1970 del meandro del castillo de Aldovea en el río Henares. *Geogaceta*, 22: 211-214.
- Uribelarrea, D., Pérez-González, A., Benito, G. y Maroto, I. (1999): Meander cutoffs and channel changes: a case study of geological heritage of the rivers Jarama, Henares and Tagus in Central Spain. En: *Towards the balanced management and conservating of the geological Heritage in the new Milenium*: 237-241.
- Uribelarrea, D., Pérez-González, A. y Benito, G. (2003). Channel changes in the Jarama and Tagus rivers (central Spain) over the past 500 years. *Quaternary Science Reviews*, 22: 2209-2221.
- Uribelarrea, D., Díez Herrero, A. y Benito, G. (2004a). Actividad antrópica, crecidas y dinámica fluvial en el sistema Jarama-Tajo. En: Benito, G. y Díez Herrero, A. (2004). *Itinerarios geomorfológicos por Castilla-La Mancha*. Excursiones de la VIII Reunión Nacional de Geomorfología. Sociedad Española de Geomorfología y CSIC: 83-121
- Uribelarrea, D., Pérez-González, A.; Benito, G. (2004b). Propuesta de restauración de un tramo del río Jarama, al Sureste de Madrid, intensamente alterado por el hombre. En: Cachón, J. y López-Piñeiro, T. (eds): *Congreso de Restauración de Ríos y Humedales*. CEDEX. Madrid: 271-288.
- Vadillo, L.; López, C.; Escribano, M.M.; Manglano, S.; Mataix, C.; Toledo, J.M. (2001). *Guía de restauración de graveras*. Ed. IGME, Madrid.
- Vandenberghe, J., Kasse, C., Bohncke, S. y Kozarski, S. (1994). Climate-related river activity at the Weichselian-Holocene transition: a comparative study of the Warta and Maas rivers. *Terra Nova*, 6: 476-485.
- Vandenberghe, J. (2002). The relation between climate and river processes, landforms and deposits during the Quaternary. *Quaternary International*, 91: 17-23.
- Vaudour, J. (1979). *La Región de Madrid, alterations, sols et paléosols*. Ed. Ophrys, París.
- Vegas, R., Pérez-González, A. y Míguez, F. (1975). *Cartografía y memoria geológica del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, Serie MAGNA, nº de Hoja 582 (Getafe)*. IGME. Madrid.
- Vilanova y Piera, J. (1872). Estudios sobre lo prehistórico español. En: de la Rada y Delgado, J.D. (dir.): *Museo Español de Antigüedades*, I: 129-143.
- Walters, W.H. y Simons, M. (1984). Long-term changes of lower Mississippi River meander geometry. En: Elliott, C.M. (Ed.). *River Meandering*. *Proc. Conf. Rivers*: 318-329.
- Wasklewicz, T. A., Anderson, S., Liu, P. (2004). Geomorphic context of channel locational probabilities along the Lower Mississippi River, USA. *Geomorphology*, 63:145-158.
- Wellmeyer, J.L., Slattery, M. C. y Phillips, J.D.

- (2005). Quantifying downstream impacts of impoundment on flow regime and channel planform, lower Trinity River, Texas. *Geomorphology*, 69, 1-13.
- Werritty, A., Ferguson, R.B. (1980). Pattern changes in a Scottish braided river over 1, 30 and 200 years. En: Cullingford, R.A., Davidson, D.A. y Lewin, J. (Eds.), *Timescales in Geomorphology*. Wiley, Chichester: 53-68.
- Williams, G.P. y Wolman, M.G. (1984). Downstream effects of dams on alluvial rivers. U.S. Geol. Surv., Prof. Pap: 1286.
- Wolman, M. G. y L. B. Leopold. (1957). River flood plains: some observations on their formation. US Geological Survey Professional Paper 282-C.
- Yatsu, E. (1955). On the longitudinal profile of the graded river. *Trans. AGU*, 36:655-663.

Anexo I



Tablas y Fichas de datos.

Capítulos 8, 9 y 10

Capítulo 8.

Geometría de los cauces



Contenido:

- Tabla 8.1.** Longitud, L (m) de los meandros activos del río Manzanares en los años 1877, 1945, 1956, 1972, 1983, 1999 y 2004.
- Tabla 8.2.** Radio de curvatura, R_c (m) de los meandros activos del río Manzanares en los años 1877, 1945, 1956, 1972, 1983, 1999 y 2004.
- Tabla 8.3.** Longitud de onda, LO (m) de los meandros activos del río Manzanares en los años 1877, 1945, 1956, 1972, 1983, 1999 y 2004.
- Tabla 8.4.** Anchura, W (m) de los meandros activos del río Manzanares en los años 1877, 1945, 1956, 1972, 1983, 1999 y 2004.
- Tabla 8.5.** Índice de sinuosidad, IS ($IS=L/LO$) (m) de los meandros activos del río Manzanares en los años 1877, 1945, 1956, 1972, 1983, 1999 y 2004.
- Tabla 8.6.** Longitud L (m) de los meandros abandonados (1580-1983) y activos del río Jarama en los años 1877, 1945, 1956, 1972, 1983, 1999 y 2004.
- Tabla 8.7.** Radio de curvatura, R_c (m) de los meandros abandonados (1580-1983) y activos del río Jarama en los años 1877, 1945, 1956, 1972, 1983, 1999 y 2004.
- Tabla 8.8.** Longitud de onda, LO (m) de los meandros abandonados (1580-1983) y activos del río Jarama en los años 1877, 1945, 1956, 1972, 1983, 1999 y 2004.
- Tabla 8.9.** Anchura, W (m) de los meandros abandonados (1580-1983) y activos del río Jarama en los años 1877, 1945, 1956, 1972, 1983, 1999 y 2004.
- Tabla 8.10.** Índice de sinuosidad, IS ($IS=L/LO$) (m) de los meandros abandonados (1580-1983) y activos del río Jarama en los años 1877, 1945, 1956, 1972, 1983, 1999 y 2004.
- Tabla 8.11.** Longitud L (m) de los meandros abandonados (1739-1983) y activos del río Tajo en los años 1877, 1945, 1956, 1972, 1983, 1999 y 2004.
- Tabla 8.12.** Radio de curvatura, R_c (m) de los meandros abandonados (1739-1983) y activos del río Tajo en los años 1877, 1945, 1956, 1972, 1983, 1999 y 2004.
- Tabla 8.13.** Longitud de onda, LO (m) de los meandros abandonados (1739-1983) y activos del río Tajo en los años 1877, 1945, 1956, 1972, 1983, 1999 y 2004.
- Tabla 8.14.** Anchura, W (m) de los meandros abandonados (1739-1983) y activos del río Tajo en los años 1877, 1945, 1956, 1972, 1983, 1999 y 2004.
- Tabla 8.15.** Índice de sinuosidad, IS ($IS=L/LO$) (m) de los meandros abandonados (1739-1983) y activos del río Tajo en los años 1877, 1945, 1956, 1972, 1983, 1999 y 2004.
- Tabla 8.16.** Medidas de los diferentes tramos, rectos, intermedios y sinuosos del cauce del río Manzanares.
- Tabla 8.17.** Medidas de los diferentes tramos, rectos, intermedios y sinuosos del cauce del río Jarama.
- Tabla 8.18.** Medidas de los diferentes tramos, rectos, intermedios y sinuosos del cauce del río Tajo.

Tabla 8.1							
Manzanares. Longitud de meandro, L (m)							
Nº de meandro	1877	1945	1956	1972	1983	1999	2004
1	577	227	231	177	183	138	138
2	455	188	262	340	331	212	212
3	298	563	496	468	470	113	113
4	386	288	252	378	351	440	440
5	634	422	414	369	380	306	306
6	486	382	337	421	546	138	138
7	293	523	421	550	520	241	241
8	1127	459	505	287	296	437	437
9	523	1034	979	615	566	128	128
10	406	394	424	173	254	427	427
11	286	268	245	303	329	219	219
12	184	200	202	167	118	770	770
13	189	608	627	371	351	287	287
14	327	339	221	163	204	271	271
15	587	340	302	149	194	372	372
16	407	275	202	208	398	344	344
17	585	155	160	330	196	285	285
18		139	150	184	233	165	165
19		145	166	259	197	185	185
20		168	137	162	190	169	169
21		145	175	162	272	406	406
22		193	145	149	166	339	339
23		271	302	206	119	339	339
24		165	202	104	143	101	101
25		172	131	165	124	255	255
26		128	254	349	150	127	127
27		273	173	208	324	168	168
28		149	292	141	209	115	115
29		315	392	122	208	270	270
30		365	145	292	129	206	206
31		141	119	201	339	117	117
32		136	629	222	240	205	205
33		615		309	131	159	159
34				256	665		
35					226		
36					632		
PROMEDIO	456	309	303	264	289	256	256
MAX	1127	1034	979	615	665	770	770
MIN	184	128	119	104	118	101	101
Nº	17	33	32	34	36	33	33

Tabla 8.1. Longitud, L (m) de los meandros activos del río Manzanares en los años 1877, 1945, 1956, 1972, 1983, 1999 y 2004.

Tabla 8.2							
Manzanares. Radio de curvatura, Rc (m)							
Nº de meandro	1877	1945	1956	1972	1983	1999	2004
1	240	140	140	93	93	98	98
2	490	102	132	141	141	161	161
3	220	220	199	296	296	51	51
4	307	187	187	192	192	296	296
5	496	228	228	208	208	152	152
6	225	257	257	161	168	105	105
7	91	214	178	202	182	157	157
8	403	175	175	161	142	154	154
9	283	332	332	352	352	79	79
10	197	218	218	128	182	196	196
11	169	158	158	142	133	133	133
12	105	196	196	57	57	448	448
13	114	282	282	278	243	185	185
14	210	117	117	90	147	163	163
15	353	170	170	81	89	170	170
16	202	132	101	93	142	104	104
17	321	102	73	192	140	142	142
18		82	82	97	113	83	83
19		71	71	101	97	86	86
20		76	76	48	78	73	73
21		126	126	101	95	189	189
22		240	240	67	84	104	104
23		311	311	75	52	124	124
24		115	115	67	67	39	39
25		78	78	138	51	113	113
26		73	158	301	95	59	59
27		158	63	120	301	53	53
28		63	141	90	105	36	36
29		141	197	71	89	183	183
30		197	56	158	55	138	138
31		56	65	90	157	63	63
32		65	256	97	105	85	85
33		256		198	47	99	99
34				101	268		
35					75		
36					419		
PROMEDIO	456	309	303	264	289	256	256
MAX	1127	1034	979	615	665	770	770
MIN	184	128	119	104	118	101	101
Nº	17	33	32	34	36	33	33

Tabla 8.2. Radio de curvatura, Rc (m) de los meandros activos del río Manzanares en los años 1877, 1945, 1956, 1972, 1983, 1999 y 2004.

Tabla 8.3							
Manzanares. Longitud de onda, LO (m)							
Nº de meandro	1877	1945	1956	1972	1983	1999	2004
1	453	210	210	153	153	114	114
2	440	157	223	286	286	189	189
3	282	448	381	420	420	96	96
4	367	262	262	328	328	393	393
5	591	401	401	322	322	268	268
6	419	248	248	328	311	129	129
7	198	412	337	396	365	224	224
8	812	362	362	246	249	307	307
9	451	704	704	542	542	118	118
10	341	342	342	160	207	357	357
11	245	253	253	242	265	188	188
12	162	187	187	107	107	677	677
13	173	482	482	340	326	258	258
14	330	253	253	137	188	238	238
15	530	285	285	146	162	292	292
16	361	228	175	162	282	201	201
17	538	144	128	291	206	244	244
18		111	122	157	197	144	144
19		128	128	197	157	147	147
20		128	128	113	151	142	142
21		127	127	138	205	333	333
22		182	182	121	148	211	211
23		266	266	142	95	252	252
24		141	141	89	122	86	86
25		109	109	155	100	198	198
26		107	253	325	133	101	101
27		253	115	183	325	105	105
28		115	242	127	166	71	71
29		242	318	109	157	246	246
30		318	113	251	91	184	184
31		113	121	165	193	109	109
32		121	548	159	193	162	162
33		548		279	94	137	137
34				194	461		
35					163		
36					556		
PROMEDIO	394	254	255	221	234	210	210
MAX	812	704	704	542	556	677	677
MIN	162	107	109	89	91	71	71
Nº	17	33	32	34	36	33	33

Tabla 8.3. Longitud de onda, LO (m) de los meandros activos del río Manzanares en los años 1877, 1945, 1956, 1972, 1983, 1999 y 2004.

Tabla 8.4							
Manzanares. Anchura, W (m)							
Nº de meandro	1877	1945	1956	1972	1983	1999	2004
1	57	31	35	43	41	35	35
2	70	26	41	46	45	25	25
3	80	25	26	26	25	36	36
4	67	19	30	43	25	30	30
5	81	22	30	24	34	35	35
6	98	22	26	29	29	22	22
7	41	31	30	26	26	36	36
8	84	27	31	35	28	27	27
9	131	21	29	32	20	34	34
10	76	36	35	38	42	23	23
11	78	35	25	33	21	27	27
12	81	24	32	36	30	27	27
13	82	32	37	37	30	35	35
14	93	18	20	47	41	32	32
15	83	23	23	32	30	36	36
16	94	18	21	39	43	25	25
17	65	22	24	37	20	42	42
18	107	45	35	36	32	38	38
19		38	47	24	38	31	31
20		30	54	24	33	25	25
21		27	40	45	37	22	22
22		30	27	34	33	32	32
23		45	46	34	36	43	43
24		31	51	51	47	36	36
25		32	42	40	34	36	36
26		50	41	37	21	32	32
27		55	58	42	39	32	32
28		35	49	39	33	34	34
29		42	36	40	44	33	33
30		43	48	26	27	34	34
31		51	42	40	33	40	40
32		35	54	42	38	36	36
33		39	48	32	42	39	39
34			48	41	41	54	54
35			41	37	32	32	32
36			40	56	32	20	20
PROMEDIO	82	32	37	37	34	32	32
MAX	131	55	58	56	48	54	54
MIN	41	18	20	24	20	20	20
Nº	17	33	32	34	36	33	33

Tabla 8.4. Anchura, W (m) de los meandros activos del río Manzanares en los años 1877, 1945, 1956, 1972, 1983, 1999 y 2004.

Tabla 8.5							
Manzanares. Índice de sinuosidad, IS = L/LO							
Nº de meandro	1877	1945	1956	1972	1983	1999	2004
1	1.27	1.08	1.10	1.16	1.19	1.21	1.21
2	1.03	1.20	1.18	1.19	1.16	1.12	1.12
3	1.06	1.26	1.30	1.12	1.12	1.18	1.18
4	1.05	1.10	0.96	1.15	1.07	1.12	1.12
5	1.07	1.05	1.03	1.15	1.18	1.14	1.14
6	1.16	1.54	1.36	1.28	1.76	1.07	1.07
7	1.48	1.27	1.25	1.39	1.42	1.07	1.07
8	1.39	1.27	1.39	1.17	1.19	1.42	1.42
9	1.16	1.47	1.39	1.13	1.04	1.08	1.08
10	1.19	1.15	1.24	1.08	1.23	1.20	1.20
11	1.17	1.06	0.97	1.25	1.24	1.16	1.16
12	1.14	1.07	1.08	1.56	1.10	1.14	1.14
13	1.09	1.26	1.30	1.09	1.08	1.11	1.11
14	0.99	1.34	0.87	1.19	1.08	1.14	1.14
15	1.11	1.19	1.06	1.02	1.20	1.28	1.28
16	1.13	1.21	1.15	1.28	1.41	1.71	1.71
17	1.09	1.08	1.25	1.13	0.95	1.17	1.17
18		1.25	1.23	1.17	1.19	1.15	1.15
19		1.13	1.30	1.32	1.26	1.26	1.26
20		1.31	1.07	1.43	1.26	1.19	1.19
21		1.14	1.38	1.17	1.33	1.22	1.22
22		1.06	0.80	1.23	1.12	1.60	1.60
23		1.02	1.13	1.45	1.26	1.35	1.35
24		1.17	1.43	1.17	1.17	1.17	1.17
25		1.58	1.20	1.07	1.24	1.29	1.29
26		1.20	1.00	1.07	1.13	1.26	1.26
27		1.08	1.50	1.13	1.00	1.60	1.60
28		1.30	1.21	1.11	1.26	1.62	1.62
29		1.30	1.23	1.12	1.33	1.10	1.10
30		1.15	1.28	1.16	1.42	1.12	1.12
31		1.25	0.98	1.22	1.76	1.07	1.07
32		1.12	1.15	1.40	1.25	1.26	1.26
33		1.12		1.11	1.39	1.16	1.16
34				1.32	1.44		
35					1.39		
36					1.14		
PROMEDIO	1.15	1.21	1.18	1.21	1.24	1.24	1.24
MAX	1.48	1.58	1.50	1.56	1.76	1.71	1.71
MIN	0.99	1.02	0.80	1.02	0.95	1.07	1.07
Nº	17	33	32	34	36	33	33

Tabla 8.5. Índice de sinuosidad, IS (IS=L/LO) (m) de los meandros activos del río Manzanares en los años 1877, 1945, 1956, 1972, 1983, 1999 y 2004.

Tabla 8.6								
Jarama. Longitud de meandro, L (m)								
Abandonados		Activos						
1580-1983		1877	1945	1956	1972	1983	1999	2004
J-1	1379	968	842	924	1070	1113	482	482
J-2	677	910	1133	1026	534	280	263	263
		803	994	943	329	525	418	418
		881	365	878	603	304	320	320
J-3	1589	241	1090	757	319	378	207	207
J-4	880	1181	720	548	409	941	804	804
J-5	1556	1948	847	1081	812	578	158	158
J-6	1858	882	1022	974	580	646	625	625
J-7	1122	648	440	949	709	622	561	561
			671	566	684	1103	323	323
			211	428	872	768	485	485
J-8	1055		282	788			1067	1067
		385	633	853	965	1202	623	623
J-9	750	840	630	551	400	308	1372	1372
		658	567	543	387	803	314	314
		963	461	638	374	707	443	443
J-10	1275		559	1012	347	819	265	265
			903	780			921	921
J-11	917	569	578	817	1048	391	407	407
			599	756			278	278
			431	751	673	384		
		974	770	389	702			
		660	479	397				
			599	344				
		561	540	589		703		
J-12	2249	455	506	804	406	424		
		600	671	541		776	687	687
		756	655	698		821	339	339
J-13	1735	577	628	709		322	897	897
J-14	729		599	1103	362		381	381
J-15	633		735	1032	596		349	349
J-16	769	485	289	459			1006	1006
			255	156			790	790
			491	169	787	623	257	257
J-17	400	508	549	598				
J-18	786		642	623	653	749		
J-19	714		404	933				
		991	604	484				
			671	539	552	498	402	402
			625	570			675	675
			1016	591	629	632	597	597
		682	379	681			415	415
J-20	835	672	250	522	476	701	712	712
J-21	392		233	524	578	803	194	194
J-22	438		311	697	392	1191	823	823
J-23	305		258	964			1214	1214
			228	305			521	521
J-24	399		329	671	489	533	443	443
			328			528	370	370
			290		608	366	509	509
J-25	1059		408		546	548	278	278
		782	560		755	754	283	283
		689	582		524	655	725	725
J-26	1062	810	305		943	396	400	400
		609	476		795	636	644	644

Tabla 8.6. Longitud L (m) de los meandros abandonados (1580-1983) y activos del río Jarama en los años 1877, 1945, 1956, 1972, 1983, 1999 y 2004.

Tabla 8.7								
Jarama. Radio de curvatura de meandro, Rc (m)								
Abandonados		Activos						
1580-1983		1877	1945	1956	1972	1983	1999	2004
J-1	363	405	291	366	365	365	325	325
J-2	133	373	325	340	262	244	167	167
		245	335	304	156	134	188	188
		241	167	267	262	243	134	134
J-3	278	273	267	215	197	172	96	96
J-4	300	359	215	353	146	290	521	521
J-5	279	449	353	666	264	269	53	53
J-6	461	385	663	284	297	377	236	236
J-7	515	189	181	273	377	192	269	269
		110	224	296	192	344	185	185
		310	96	192	287	417	192	192
J-8	230	293	164	440			344	344
		362	299	269	462	518	417	417
J-9	146	251	269	327	240	114	470	470
		376	327	264	199	388	114	114
		210	311	278	114	254	193	193
J-10	240	207	278	619	153	445	76	76
		195	619	364			679	679
J-11	236	234	236	300	460	187	187	187
		319	236	361			197	197
		195	225	362	254	197		
		266	362	213	445			
		194	289	236				
		241	372	236				
		247	372	242		470		
J-12	531	236	242	513	154	193		
		277	361	238		422	470	470
		255	193	264		457	123	123
J-13	531	348	306	398		122	616	616
J-14	321	212	281	613	150		317	317
J-15	273	266	337	536	334		284	284
J-16	247	223	114	364			437	437
		133	87	120			457	457
		233	295	131	470	187	122	122
J-17	130	265	248	201				
J-18	256	190	370	203	244	342		
J-19	351	316	121	429				
		224	206	404				
		364	462	197	274	266	162	162
		192	210	216			342	342
			580	323	302	294	266	266
			145	246			240	240
J-20	164		92	203	457	287	287	287
J-21	110		138	361	343	592	91	91
J-22	214		202	292	207	782	563	563
J-23	105		138	294			782	782
			111	114			230	230
J-24	133		172	321	161	257	186	186
			243			186	172	172
			311		342	172	358	358
J-25	214		281		321	358	228	228
			203		593	287	181	181
			344		394	278	278	278
J-26	381		111		407	150	150	150
			189		592	337	337	337

Tabla 8.7. Radio de curvatura, Rc (m) de los meandros abandonados (1580-1983) y activos del río Jarama en los años 1877, 1945, 1956, 1972, 1983, 1999 y 2004.

Tabla 8.8								
Jarama. Longitud de onda de meandro, LO (m)								
Abandonados		Activos						
1580-1983		1877	1945	1956	1972	1983	1999	2004
J-1	363	746	455	552	670	689	689	432
J-2	133	261	525	642	588	449	402	250
			277	657	709	280	230	347
			510	319	517	487	441	248
J-3	278	651	616	587	496	300	215	179
J-4	300	680	537	496	481	279	551	745
J-5	279	816	547	699	981	512	466	112
J-6	461	945	566	975	569	480	476	454
J-7	515	1162	902	359	557	617	435	466
				456	471	435	678	287
				197	355	589	687	357
J-8	230	637		251	700			678
			630	526	507	816	928	572
J-9	146	344	759	501	521	366	281	921
			752	521	490	324	655	222
			615	407	503	272	489	353
J-10	240	573		503	886	286	662	175
				829	685			760
J-11	236	564	621	440	663	810	379	317
				450	574			234
				375	713	542	348	
			801	531	339	636		
			996	443	366			
				489	332			
			385	474	405		698	
J-12	531	1192	261	417	707	299	363	
			627	552	462		763	629
			543	393	527		748	230
J-13	531	1030	938	552	634		275	831
J-14	321	480		506	949	279		370
J-15	273	578		588	920	530		329
J-16	247	606	522	242	441			841
				200	141			718
				438	150	666	410	229
J-17	130	272	808	493	439			
J-18	256	564		598	417	531	631	
J-19	351	615		246	731			
			462	398	243			
				619	487	470	456	314
				417	460			570
				900	545	513	533	506
			598	300	500			286
J-20	164	478	447	201	487	433	572	572
J-21	110	271		199	509	505	793	184
J-22	214	357		289	584	339	1068	779
J-23	105	222		228	630			1068
				191	268			405
J-24	133	291		284	575	338	405	356
				311			399	311
				275		522	311	503
J-25	214	435		381		461	503	288
			768	434		688	543	265
			560	519		515	509	539
J-26	381	700	526	239		755	320	320
			575	373		731	545	545

Tabla 8.8. Longitud de onda, LO (m) de los meandros abandonados (1580-1983) y activos del río Jarama en los años 1877, 1945, 1956, 1972, 1983, 1999 y 2004.

Tabla 8.9								
Jarama. Anchura de meandro, W (m)								
Abandonados		Activos						
1580-1983		1877	1945	1956	1972	1983	1999	2004
J-1	65	103	60	77	65	59	46	46
J-2	99	94	75	67	63	45	34	34
		94	97	81	34	48	43	43
		111	40	90	51	46	35	35
J-3	53	97	86	90	54	47	45	45
J-4	90	106	82	93	47	39	40	40
J-5	80	131	80	79	69	42	58	58
J-6	70	145	113	79	50	47	51	51
J-7	43	110	80	100	81	75	53	53
		78	78	64	74	67	43	43
		85	61	70	72	58	34	34
J-8	54	92	70	114	60	58	40	40
		79	55	74	45	86	50	50
J-9	54	102	58	88	57	79	45	45
		114	69	58	63	44	54	54
		123	78	89	75	48	41	41
J-10	85	115	91	80	48	68	28	28
		115	51	80	39	40	25	25
J-11	66	118	63	120	54	72	47	47
		133	64	62	56	73	44	44
		134	68	58	62	71	39	39
		147	35	60	68	67	30	30
		114	51	80	86	73	21	21
		138	54	80	66	71	23	23
		100	57	81	51	70	42	42
J-12	132	146	56	99	93	49	49	49
		135	71	80	58	53	45	45
		118	81	67	63	61	36	36
J-13	60	90	74	80	58	54	45	45
J-14	73	86	93	60	65	58	41	41
J-15	64	93	72	38	64	52	30	30
J-16	109	96	50	67	84	48	40	40
		130	42	51	94	39	34	34
		113	51	54	70	38	35	35
J-17		89	46	49	63	55	40	40
J-18	56	91	44	77	62	42	42	42
J-19	46	88	44	45	66	42	49	49
	46	112	24	84	44	43	48	48
		99	47	66	56	35	45	45
		78	110	53	51	28	43	43
			78	51	43	34		
			58	54	41	27		
J-20	45		39	53	50	23		
J-21	38		50	57	71			
J-22	31		41	45	48			
J-23	57		30	75	48			
			51	34				
J-24	48		47	94				
			44					
			30					
J-25	89		47					
			50					
			39					
J-26	90		84					

Tabla 8.9. Anchura, W (m) de los meandros abandonados (1580-1983) y activos del río Jarama en los años 1877, 1945, 1956, 1972, 1983, 1999 y 2004.

Tabla 8.10								
Jarama. Índice de sinuosidad de meandro, IS=L/LO								
Abandonados		Activos						
1580-1983		1877	1945	1956	1972	1983	1999	2004
J-1	1.67	1.13	1.52	1.38	1.55	1.62	1.12	1.12
J-2	1.50	1.05	1.77	1.74	1.19	0.70	1.05	1.05
	1.52	1.42	1.51	1.33	1.17	2.28	1.21	1.21
	2.43	1.38	1.14	1.70	1.24	0.69	1.29	1.29
J-3	1.37	1.57	1.86	1.53	1.06	1.76	1.16	1.16
J-4	1.37	1.44	1.45	1.14	1.47	1.71	1.08	1.08
J-5	1.23	1.93	1.21	1.10	1.59	1.24	1.41	1.41
J-6	1.45	1.17	1.05	1.71	1.21	1.36	1.38	1.38
J-7	1.75	1.54	1.23	1.70	1.15	1.43	1.20	1.20
	1.16		1.47	1.20	1.57	1.63	1.12	1.12
	1.39		1.07	1.21	1.48	1.12	1.36	1.36
J-8	1.47		1.13	1.13			1.57	1.57
	1.27	1.20	1.20	1.68	1.18	1.30	1.09	1.09
J-9	1.10	1.26	1.26	1.06	1.09	1.10	1.49	1.49
	1.52	1.17	1.09	1.11	1.20	1.23	1.41	1.41
	1.68	1.15	1.13	1.27	1.37	1.45	1.26	1.26
J-10	1.89		1.11	1.14	1.21	1.24	1.51	1.51
	1.63		1.09	1.14			1.21	1.21
J-11	2.23	1.15	1.31	1.23	1.29	1.03	1.28	1.28
	2.18		1.33	1.32			1.19	1.19
	1.66		1.15	1.05	1.24	1.10		
	0.97	1.15	1.45	1.15	1.10			
	1.97	1.15	1.08	1.09				
	1.91		1.23	1.04				
	1.29	1.10	1.14	1.45		1.01		
J-12	2.44	1.66	1.21	1.14	1.36	1.17		
	2.59	0.82	1.22	1.17		1.02	1.09	1.09
	1.85	1.17	1.67	1.32		1.10	1.48	1.48
J-13		1.20	1.14	1.12		1.17	1.08	1.08
J-14			1.18	1.16	1.30		1.03	1.03
J-15			1.25	1.12	1.12		1.06	1.06
J-16		1.19	1.19	1.04			1.20	1.20
			1.28	1.11			1.10	1.10
			1.12	1.13	1.18	1.52	1.12	1.12
J-17		1.51	1.11	1.36				
J-18			1.07	1.49	1.23	1.19		
J-19			1.64	1.28				
		1.13	1.52	1.99				
			1.08	1.11	1.18	1.09	1.28	1.28
			1.50	1.24			1.18	1.18
			1.13	1.08	1.23	1.19	1.18	1.18
		1.19	1.26	1.36			1.45	1.45
J-20		1.27	1.24	1.07	1.10	1.23	1.24	1.24
J-21			1.17	1.03	1.15	1.01	1.06	1.06
J-22			1.08	1.19	1.16	1.12	1.06	1.06
J-23			1.13	1.53			1.14	1.14
			1.20	1.14			1.29	1.29
J-24			1.16	1.17	1.45	1.32	1.25	1.25
			1.05			1.32	1.19	1.19
			1.05		1.16	1.18	1.01	1.01
J-25			1.07		1.18	1.09	0.97	0.97
		1.40	1.29		1.10	1.39	1.07	1.07

Tabla 8.10. Índice de sinuosidad, IS ($IS=L/LO$) (m) de los meandros abandonados (1580-1983) y activos del río Jarama en los años 1877, 1945, 1956, 1972, 1983, 1999 y 2004.

Tabla 8.11										
Tajo. Longitud de meandro, L (m)										
Nº de meandro	Meandros abandonados		Meandros activos							
	1580-1877		1823	1877	1945	1956	1972	1983	1999	2004
1	T1	1473	688	475	566	566	566	566	566	566
2			590	407	567	567	567	567	567	567
3			879	1015	1088	1088	1088	1088	1088	1088
4			531	800	649	649	649	649	649	649
5			456	558	516	516	516	516	516	516
6			654	1285	1294	1294	1294	1294	1294	1294
7			270	437	766	766	766	766	766	766
8			1476	1378	375	375	375	375	375	375
9			700	403	955	955	955	955	955	955
10			540	651	425	425	425	425	425	425
11			631	909	598	598	598	598	598	598
12			931	294	850	850	850	850	850	850
13	T2a	386	500	1409	614	614	614	614	614	614
14	T2b	1564	585	1255	680	680	680	680	680	680
15			740	1103	1216	1216	1216	1216	1216	1216
16	T3a	1488	849	655	620	620	620	620	620	620
17	T3b	1134	1556	401	576	576	576	576	576	576
18			2113	672	809	809	809	809	809	809
19			520	524	272	272	272	272	272	272
20	T4a	2427	1046	388	495	495	495	495	495	495
21	T4b	1058	519	866	760	760	760	760	760	760
22			402	311	380	380	380	380	380	380
23			1742	734	298	298	298	298	298	298
24	T5a	1754	530	1530	1167	1167	1167	1167	1167	1167
25	T5b	1882	573	431	392	392	392	392	392	392
26			490	768	635	635	635	635	635	635
27			685	1150	890	890	890	890	890	890
28			1889	866	783	783	783	783	783	783
29			779	376	380	380	380	380	380	380
30			640	640	1078	1078	1078	1078	1078	1078
31	T6a	1890	1347	1122	534	534	534	534	534	534
32	T6b	2449	1195	1068	805	805	805	805	805	805
33			1740	685	323	323	323	323	323	323
34			579	758	1180	1180	1180	1180	1180	1180
35	T7	2005	1515	534	1854	1854	1854	1854	1854	1854
36	T8	1289		631	1113	1113	1113	1113	1113	1113
37	T9	2284		533	807	807	807	807	807	807
38	T10	2325		425	991	991	991	991	991	991
39				514	1539	1539	1539	1539	1539	1539
40				396	786	786	786	786	786	786
41	T11	1854		1043	593	593	593	593	593	593
42	T12	2593		395	791	791	791	791	791	791

Tabla 8.11. Longitud L (m) de los meandros abandonados (1739-1983) y activos del río Tajo en los años 1877, 1945, 1956, 1972, 1983, 1999 y 2004.

Tabla 8.12										
Tajo. Radio de curvatura de meandro, Rc (m)										
Nº de meandro	Meandros abandonados		Meandros activos							
	1580-1877		1823	1877	1945	1956	1972	1983	1999	2004
1	T1	248	281	209	203	203	203	203	203	203
2			219	140	126	126	126	126	126	126
3			476	389	338	338	338	338	338	338
4			200	343	214	214	214	214	214	214
5			194	187	137	137	137	137	137	137
6			200	522	540	540	540	540	540	540
7			131	206	546	546	546	546	546	546
8			528	420	125	125	125	125	125	125
9			396	346	309	309	309	309	309	309
10			175	264	170	170	170	170	170	170
11			413	399	195	195	195	195	195	195
12			369	120	338	338	338	338	338	338
13	T2a	96	502	480	112	112	112	112	112	112
14	T2b	459	555	421	463	463	463	463	463	463
15			389	458	431	431	431	431	431	431
16	T3a	224	493	437	302	302	302	302	302	302
17	T3b	193	469	259	304	304	304	304	304	304
18			193	328	273	273	273	273	273	273
19			508	175	375	375	375	375	375	375
20	T4a	460	343	191	137	137	137	137	137	137
21	T4b	339	200	280	284	284	284	284	284	284
22			581	172	260	260	260	260	260	260
23			232	287	247	140	140	140	140	140
24	T5a	311	264	496	79	79	79	79	79	79
25	T5b	503	216	198	346	346	346	346	346	346
26			211	426	132	132	132	132	132	132
27			498	275	233	233	233	233	233	233
28			299	412	395	395	395	395	395	395
29			217	290	192	192	192	192	192	192
30			426	277	209	209	209	209	209	209
31	T6a	503	559	359	322	322	322	322	322	322
32	T6b	630	668	427	113	113	113	113	113	113
33			187	378	593	593	593	593	593	593
34			763	359	281	281	281	281	281	281
35	T7	394		355	393	393	393	393	393	393
36	T8	472		308	446	446	446	446	446	446
37	T9	745		308	360	360	360	360	360	360
38	T10	375		108	644	644	644	644	644	644
39				308	283	283	283	283	283	283
40				308	345	345	345	345	345	345
41	T11	325		313	331	331	331	331	331	331
42	T12	618		244	400	400	400	400	400	400
43				538	318	318	318	318	318	318
PROMEDIO			406	363	319	299	296	296	296	296

Tabla 8.12. Radio de curvatura, Rc (m) de los meandros abandonados (1739-1983) y activos del río Tajo en los años 1877, 1945, 1956, 1972, 1983, 1999 y 2004.

Tabla 8.13										
Tajo. Longitud de onda de meandro, LO (m)										
Nº de meandro	Meandros abandonados		Meandros activos							
	1580-1877		1823	1877	1945	1956	1972	1983	1999	2004
1	T1	492	632	390	425	425	425	425	425	425
2			427	276	341	341	341	341	341	341
3			790	741	759	759	759	759	759	759
4			390	653	557	557	557	557	557	557
5			333	391	357	357	357	357	357	357
6			443	1002	1031	1031	1031	1031	1031	1031
7			167	331	682	682	682	682	682	682
8			1069	887	280	280	280	280	280	280
9			644	355	730	730	730	730	730	730
10			379	511	351	351	351	351	351	351
11			574	743	446	446	446	446	446	446
12			721	162	654	654	654	654	654	654
13	T2a	179	464	1058	313	313	313	313	313	313
14	T2b	1067	520	880	561	561	561	561	561	561
15			696	888	841	841	841	841	841	841
16	T3a	418	707	534	536	536	536	536	536	536
17	T3b	411	998	378	486	486	486	486	486	486
18			793	592	710	710	710	710	710	710
19			330	437	217	217	217	217	217	217
20	T4a	509	905	301	408	408	408	408	408	408
21	T4b	427	441	620	562	562	562	562	562	562
22			349	265	337	337	337	337	337	337
23			1171	618	215	215	215	215	215	215
24	T5a	554	438	1092	649	649	649	649	649	649
25	T5b	1220	436	347	308	308	308	308	308	308
26			380	711	518	518	518	518	518	518
27			459	640	718	718	718	718	718	718
28			1039	695	490	490	490	490	490	490
29			559	328	333	333	333	333	333	333
30			463	553	677	677	677	677	677	677
31	T6a	912	930	922	340	340	340	340	340	340
32	T6b	1746	1012	870	738	738	738	738	738	738
33			1152	546	229	229	229	229	229	229
34			375	621	767	767	767	767	767	767
35	T7	581	1305	481	1054	1054	1054	1054	1054	1054
36	T8	858		561	799	799	799	799	799	799
37	T9	1386		515	736	736	736	736	736	736
38	T10	515		379	646	646	646	646	646	646
39				468	1043	1043	1043	1043	1043	1043
40				387	639	639	639	639	639	639
41	T11	910		702	522	522	522	522	522	522
42	T12	1310		327	646	646	646	646	646	646

Tabla 8.13. Longitud de onda, LO (m) de los meandros abandonados (1739-1983) y activos del río Tajo en los años 1877, 1945, 1956, 1972, 1983, 1999 y 2004.

Tabla 8.14										
Tajo. Anchura de meandro, W (m)										
Nº de meandro	Meandros abandonados		Meandros activos							
	1580-1877		1823	1877	1945	1956	1972	1983	1999	2004
1	T1	70	110	80	86	133	133	133	133	133
2			107	126	76	71	71	71	71	71
3			110	94	90	102	102	102	102	102
4			120	100	97	86	86	86	86	86
5			115	131	87	112	112	112	112	112
6			104	86	111	110	110	110	110	110
7			89	104	78	145	145	145	145	145
8			142	140	59	85	85	85	85	85
9			100	210	74	95	95	95	95	95
10			89	150	70	87	87	87	87	87
11			100	103	92	67	67	67	67	67
12			210	200	105	141	141	141	141	141
13	T2a	54	115	141	121	78	78	78	78	78
14	T2b	61	100	189	88	106	106	106	106	106
15			118	107	84	105	105	105	105	105
16	T3a	117	113	104	70	100	100	100	100	100
17	T3b	102	89	80	63	116	116	116	116	116
18			120	184	64	81	81	81	81	81
19			131	142	93	88	88	88	88	88
20	T4a	158	123	200	112	102	102	102	102	102
21	T4b	106	109	117	95	95	95	95	95	95
22			112	168	72	87	87	87	87	87
23			131	144	93	114	114	114	114	114
24	T5a	130	76	132	98	79	79	79	79	79
25	T5b	88	94	94	69	69	69	69	69	69
26			125	147	100	132	132	132	132	132
27			118	117	63	96	96	96	96	96
28			149	241	92	90	90	90	90	90
29			146	217	88	83	83	83	83	83
30			67	194	83	83	83	83	83	83
31	T6a	79	110	158	96	111	111	111	111	111
32	T6b	133	93	234	90	90	90	90	90	90
33			103	200	84	84	84	84	84	84
34			109	144	67	117	117	117	117	117
35	T7	94		154	97	108	108	108	108	108
36	T8	61		166	81	81	81	81	81	81
37	T9	61		113	102	102	102	102	102	102
38	T10	59		111	92	92	92	92	92	92
39				100	74	74	74	74	74	74
40				93	73	73	73	73	73	73
41	T11	70		142	82	82	82	82	82	82
42	T12	136		118	100	106	106	106	106	106
43				100	68	69	69	69	69	69
PROMEDIO			93	113	141	86	96	96	96	96

Tabla 8.14. Anchura, W (m) de los meandros abandonados (1739-1983) y activos del río Tajo en los años 1877, 1945, 1956, 1972, 1983, 1999 y 2004.

Tabla 8.15										
Tajo. Índice de sinuosidad de meandro, $IS=L/LO$										
Nº de meandro	Meandros abandonados		Meandros activos							
	1580-1877		1823	1877	1945	1956	1972	1983	1999	2004
1	T1	1.98	1.09	1.22	1.33	1.33	1.33	1.33	1.33	1.33
2			1.38	1.47	1.66	1.66	1.66	1.66	1.66	1.66
3			1.11	1.37	1.43	1.43	1.43	1.43	1.43	1.43
4			1.36	1.23	1.16	1.16	1.16	1.16	1.16	1.16
5			1.37	1.43	1.44	1.44	1.44	1.44	1.44	1.44
6			1.48	1.28	1.26	1.26	1.26	1.26	1.26	1.26
7			1.62	1.32	1.12	1.12	1.12	1.12	1.12	1.12
8			1.38	1.55	1.34	1.34	1.34	1.34	1.34	1.34
9			1.09	1.13	1.31	1.31	1.31	1.31	1.31	1.31
10			1.43	1.27	1.21	1.21	1.21	1.21	1.21	1.21
11			1.10	1.22	1.34	1.34	1.34	1.34	1.34	1.34
12			1.29	1.82	1.30	1.30	1.30	1.30	1.30	1.30
13	T2a	2.04	1.08	1.33	1.96	1.96	1.96	1.96	1.96	1.96
14	T2b	4.51	1.13	1.43	1.21	1.21	1.21	1.21	1.21	1.21
15			1.06	1.24	1.45	1.45	1.45	1.45	1.45	1.45
16	T3a	1.65	1.20	1.23	1.16	1.16	1.16	1.16	1.16	1.16
17	T3b	1.50	1.56	1.06	1.19	1.19	1.19	1.19	1.19	1.19
18			2.66	1.13	1.14	1.14	1.14	1.14	1.14	1.14
19			1.58	1.20	1.25	1.25	1.25	1.25	1.25	1.25
20	T4a	3.45	1.16	1.29	1.21	1.21	1.21	1.21	1.21	1.21
21	T4b	1.40	1.18	1.40	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35
22			1.15	1.17	1.13	1.13	1.13	1.13	1.13	1.13
23			1.49	1.19	1.38	1.38	1.38	1.38	1.38	1.38
24	T5a	2.07	1.21	1.40	1.80	1.80	1.80	1.80	1.80	1.80
25	T5b	1.54	1.32	1.24	1.27	1.27	1.27	1.27	1.27	1.27
26			1.29	1.08	1.23	1.23	1.23	1.23	1.23	1.23
27			1.49	1.80	1.24	1.24	1.24	1.24	1.24	1.24
28			1.82	1.25	1.60	1.60	1.60	1.60	1.60	1.60
29			1.39	1.14	1.14	1.14	1.14	1.14	1.14	1.14
30			1.38	1.16	1.59	1.59	1.59	1.59	1.59	1.59
31	T6a	3.17	1.45	1.22	1.57	1.57	1.57	1.57	1.57	1.57
32	T6b	2.48	1.18	1.23	1.09	1.09	1.09	1.09	1.09	1.09
33			1.51	1.25	1.41	1.41	1.41	1.41	1.41	1.41
34			1.54	1.22	1.54	1.54	1.54	1.54	1.54	1.54
35	T7	4.77	1.16	1.11	1.76	1.76	1.76	1.76	1.76	1.76
36	T8	2.76		1.12	1.39	1.39	1.39	1.39	1.39	1.39
37	T9	3.56		1.04	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10
38	T10	1.47		1.12	1.53	1.53	1.53	1.53	1.53	1.53
39				1.10	1.48	1.48	1.48	1.48	1.48	1.48
40				1.02	1.23	1.23	1.23	1.23	1.23	1.23
41	T11	2.16		1.49	1.14	1.14	1.14	1.14	1.14	1.14
42	T12	2.99		1.21	1.22	1.22	1.22	1.22	1.22	1.22
43				1.08	1.06	1.06	1.06	1.06	1.06	1.06
PROMEDIO		1756.2	2.56	1.36	1.26	1.34	1.34	1.34	1.34	1.34

Tabla 8.15. Índice de sinuosidad, IS ($IS=L/LO$) (m) de los meandros abandonados (1739-1983) y activos del río Tajo en los años 1877, 1945, 1956, 1972, 1983, 1999 y 2004.

	Tabla 8.16						
	Manzanares						
	1877	1945	1956	1972	1983	1999	2004
Longitud total	14311	18555	18228	17394	17350	17203	17203
L. Tramos sinuosos	7749	10185	9691	8961	10387	8456	8456
L. Tramos intermedios	4772	6893	7054	5975	5178	5348	5348
L. Tramos rectos	1790	1477	1483	2458	1785	3399	3399
L.O. (tram. Sinuosos)	6693	8387	8146	7510	8426	6921	6921
L. O. Tram. Interm.	4677	6646	6846	5783	5077	5387	5387
L. O. (total)	11370	15033	14992	13293	13503	12308	12308
I.S. (tramos sinuosos)	1.16	1.21	1.19	1.19	1.23	1.22	1.22
I.S. (tram. Interm.)	1.02	1.04	1.03	1.03	1.02	0.99	0.99
% L. Tram.sinuosos	54.1	54.9	53.2	51.5	59.9	49.2	49.2
% L. Tram. Inter	33.3	37.1	38.7	34.4	29.8	31.1	31.1
% L. Tramos rectos	12.5	8.0	8.1	14.1	10.3	19.8	19.8
I.S. general (IS=L/LO)	1.09	1.12	1.11	1.10	1.13	1.10	1.10

Tabla 8.16. Medidas de los diferentes tramos, rectos, intermedios y sinuosos del cauce del río Manzanares.

	Tabla 8.17						
	Jarama						
	1877	1945	1956	1972	1983	1999	2004
Longitud total	61138	62789	59052	62400	61705	62419	62419
L. Tramos sinuosos	29414	35040	32654	28547	25421	25097	25098
L. Tramos intermedios	26071	24813	19297	20565	21788	19733	19732
L. Tramos rectos	5653	2936	7101	13288	14496	17589	17589
L.O. (tram. Sinuosos)	23526	27894	25884	23370	20626	20866	20866
L. O. Tram. Interm.	26071	24813	19297	20565	21788	19733	19732
L. O. (total)	33703	33703	33703	33703	33703	33703	33704
I.S. (tramos sinuosos)	1.25	1.26	1.26	1.22	1.23	1.20	1.20
I.S. (tram. Interm.)	1.13	1.17	1.21	1.14	1.12	1.12	1.12
% L. Tram.sinuosos	48.1	55.8	55.3	45.7	41.2	40.2	40.2
% L. Tram. Inter	42.6	39.5	32.7	33.0	35.3	31.6	31.6
% L. Tramos rectos	9.2	4.7	12.0	21.3	23.5	28.2	28.2
I.S. general (IS=L/LO)	1.17	1.21	1.21	1.14	1.13	1.11	1.11

Tabla 8.17. Medidas de los diferentes tramos, rectos, intermedios y sinuosos del cauce del río Jarama.

Tabla 8.18								
Tajo								
	1823	1877	1945	1956	1972	1983	1999	2004
Longitud total	66197	62868	63067	62776	62776	62776	62776	62776
L. Tramos sinuosos	44458	48070	37336	39718	39718	39718	39718	39718
L. Tramos intermedios	11912	11451	13895	10509	10509	10509	10509	10509
L. Tramos rectos	5911	3347	11836	12549	12549	12549	12549	12549
L.O. (tram. Sinuosos)	30238	34609	28257	30307	30307	30307	30307	30307
L. O. Tram. Interm.	12155	10898	14155	10088	10088	10088	10088	10088
L. O. (total)	42393	45507	42412	40395	40395	40395	40395	40395
I.S. (tramos sinuosos)	1.47	1.39	1.32	1.31	1.31	1.31	1.31	1.31
I.S. (tram. Interm.)	1.05	1.05	1.02	1.04	1.04	1.04	1.04	1.04
% L. Tram.sinuosos	67.2	76.5	59.2	63.3	63.3	63.3	63.3	63.3
% L. Tram. Inter	18.0	18.2	22.0	16.7	16.7	16.7	16.7	16.7
% L. Tramos rectos	8.9	5.3	18.8	20.0	20.0	20.0	20.0	20.0
I.S. general (IS=L/LO)	1.27	1.31	1.19	1.20	1.20	1.20	1.20	1.20

Tabla 8.18. Medidas de los diferentes tramos, rectos, intermedios y sinuosos del cauce del río Tajo.

Capítulo 9.

Migración de los cauces



Ficha 9.1. Manzanares

- Apartado 9.1.1.** Migración del cauce del río Manzanares en los sectores **M1, M2, y M3.**
- Apartado 9.1.2.** Distancias de migración del río Manzanares en los sectores **M1, M2, y M3.**
- Apartado 9.1.3.** Orientación de la migración del río Manzanares en el sector **M1.**
- Apartado 9.1.4.** Orientación de la migración del río Manzanares en el sector **M2.**
- Apartado 9.1.5.** Orientación de la migración del río Manzanares en el sector **M3.**

Ficha 9.2. Jarama

- Apartado 9.2.1.** Migración del cauce en los sectores **J1, J2, J3, J4, J5, J6, J7 y J8.**
- Apartado 9.2.2.** Distancias de migración en los sectores **J1, J2, J3 y J4.**
- Apartado 9.2.3.** Distancias de migración en los sectores **J5, J6, J7 y J8.**
- Apartado 9.2.4.** Orientación de la migración en el sector **J1.**
- Apartado 9.2.5.** Orientación de la migración en el sector **J2.**
- Apartado 9.2.6.** Orientación de la migración en el sector **J3.**
- Apartado 9.2.7.** Orientación de la migración en el sector **J4.**
- Apartado 9.2.8.** Orientación de la migración en el sector **J5.**
- Apartado 9.2.9.** Orientación de la migración en el sector **J6.**
- Apartado 9.2.10.** Orientación de la migración en el sector **J7.**
- Apartado 9.2.11.** Orientación de la migración en el sector **J8.**

Ficha 9.3. Tajo

- Apartado 9.3.1.** Migración del cauce del río Tajo en los sectores **T1, T2, T3 y T4.**
- Apartado 9.3.2.** Distancias de migración del río Tajo en los sectores **T1, T2, T3 y T4.**
- Apartado 9.3.3.** Orientación de la migración del río Tajo en el sector **T1.**
- Apartado 9.3.4.** Orientación de la migración del río Tajo en el sector **T2.**
- Apartado 9.3.5.** Orientación de la migración del río Tajo en el sector **T3.**
- Apartado 9.3.6.** Orientación de la migración del río Tajo en el sector **T4.**

Manzanares. Migración de los cauces.**Migración total (ha)**

Periodos	1945 a 1956	1956 a 1972	1972 a 1983	1983 a 1999	1999 a 2004
M 1	7.0	7.3	7.3	7.5	0.0
M 2	5.3	7.1	6.2	16.5	0.0
M 3	7.1	11.5	8.6	13.2	0.0
Total	19.4	25.9	22.2	37.3	0.0

Tasa migración anual (ha/año)

Periodos	1945 a 1956	1956 a 1972	1972 a 1983	1983 a 1999	1999 a 2004
M 1	0.6	0.5	0.7	0.5	0.0
M 2	0.5	0.4	0.6	1.0	0.0
M 3	0.6	0.7	0.8	0.8	0.0
Total	1.7	1.8	2.0	2.3	0.0
Tiempo de renovación (años)	4668.8	4535.4	3940.4	3405.4	

Longitud del cauce (m)

Periodos	1945	1956	1972	1983	1999
M 1	7421	7420	7447	7515	7537
M 2	5972	6047	6132	7209	6224
M 3	6260	6240	6392	6445	6706
Total	19653	19707	19971	21169	20467

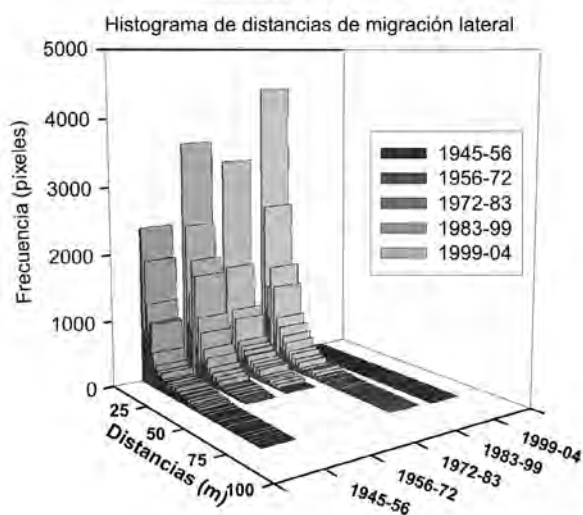
Migración proporcional = migración total / longitud cauce (m²/m)

Periodos	1945 a 1956	1956 a 1972	1972 a 1983	1983 a 1999	1999 a 2004
M 1	9.4	9.9	9.8	10.0	0.0
M 2	8.8	11.7	10.2	22.9	0.0
M 3	11.4	18.4	13.5	20.5	0.0
Total	29.6	40.0	33.5	53.5	0.0

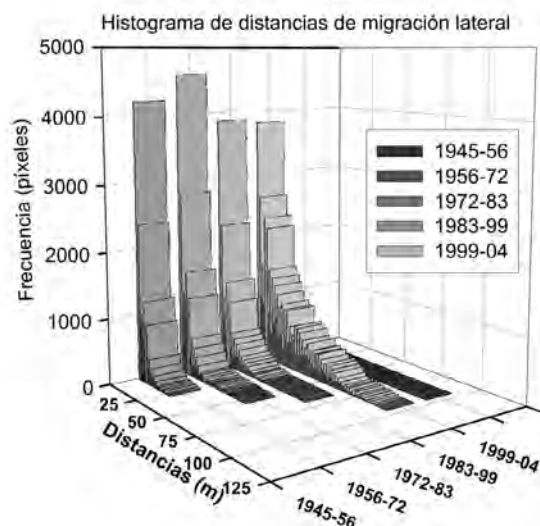
Apartado 9.1.1. Migración del cauce del río Manzanares en los sectores M1, M2, y M3, entre los años 1945-1956, 1956-1972, 1972-1983, 1983-1999 y 1999-2004. De arriba a abajo, migración total (ha), tasa de migración anual (ha/año), longitud del cauce (m) y migración proporcional = migración total / longitud del cauce (m²/m).

Histogramas de distancias de migración lateral Río Manzanares. Sectores M1, M2 y M3

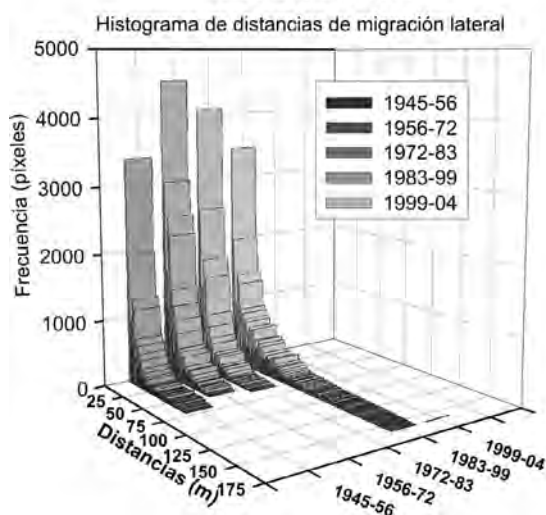
Sector M1



Sector M2



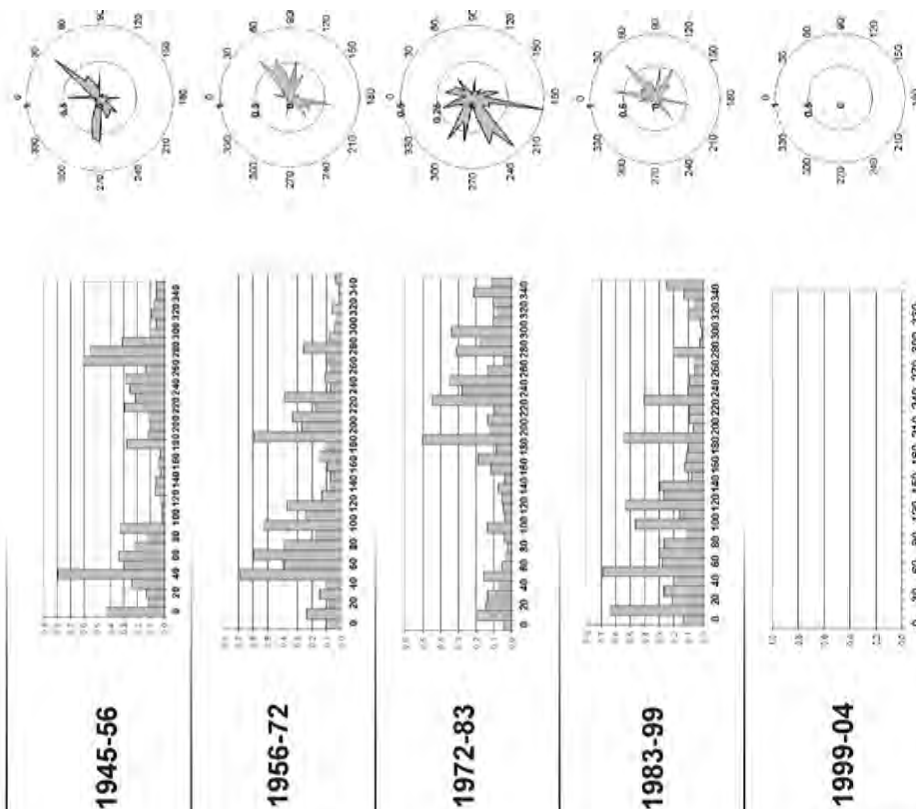
Sector M3



Apartado 9.1.2. Distancias de migración del río Manzanares en los sectores M1, M2, y M3, entre los años 1945-1956, 1956-1972, 1972-1983, 1983-1999 y 1999-2004. Comparación de los 5 histogramas de distancias de migración del río Manzanares en un gráfico de tres ejes. X= distancias recorridas en metros, Y= intervalos temporales de cálculo y Z= frecuencia de unidades de área (píxeles).

Manzanares. Orientación de la migración. Sector M1

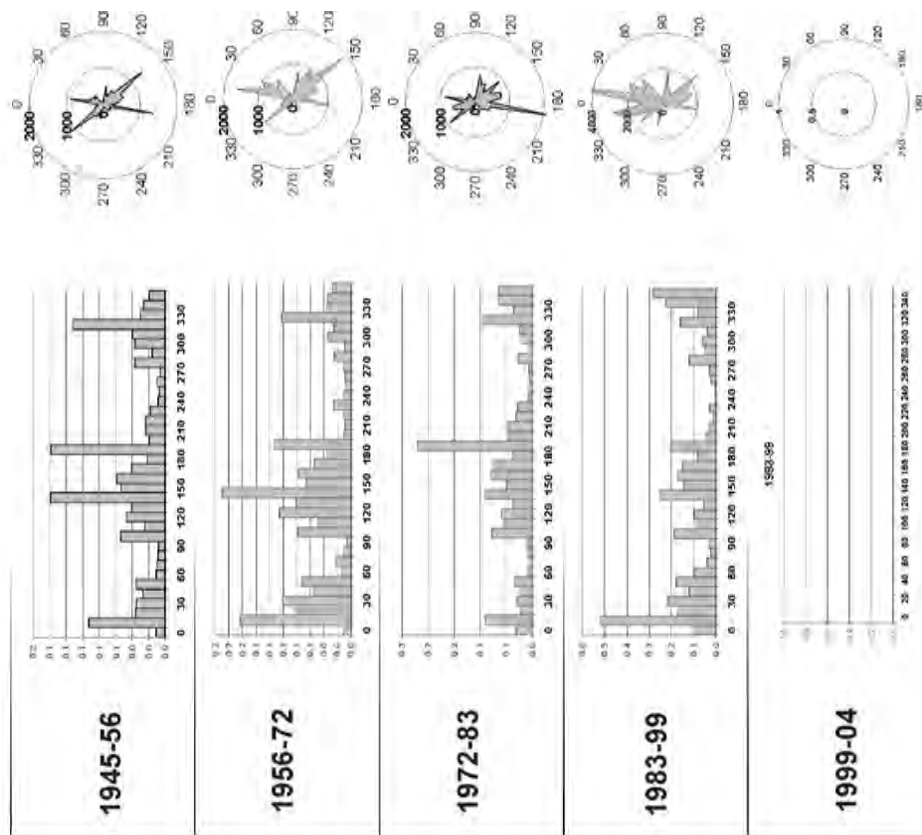
1945-56	1956-72	1972-83	1983-99	1999-04	Orientación
0.44	0.10	0.04	0.13		0°
0.11	0.23	0.19	0.64		10°
0.14	0.08	0.14	0.21		20°
0.24	0.15	0.13	0.27		30°
0.80	0.11	0.07	0.19		40°
0.30	0.69	0.16	0.69		50°
0.34	0.39	0.05	0.28		60°
0.22	0.60	0.03	0.30		70°
0.13	0.39	0.02	0.26		80°
0.33	0.17	0.04	0.11		90°
0.02	0.53	0.13	0.46		100°
0.02	0.24	0.04	0.16		110°
0.03	0.37	0.05	0.53		120°
0.07	0.13	0.05	0.27		130°
0.06	0.08	0.08	0.30		140°
0.02	0.07	0.04	0.08		150°
0.04	0.09	0.12	0.12		160°
0.03	0.14	0.19	0.11		170°
0.28	0.11	0.09	0.10		180°
0.11	0.59	0.50	0.55		190°
0.10	0.27	0.12	0.06		200°
0.11	0.33	0.13	0.10		210°
0.30	0.18	0.09	0.10		220°
0.21	0.39	0.45	0.41		230°
0.25	0.07	0.28	0.10		240°
0.29	0.11	0.35	0.09		250°
0.14	0.08	0.13	0.06		260°
0.61	0.10	0.04	0.06		270°
0.55	0.26	0.31	0.21		280°
0.31	0.08	0.18	0.02		290°
0.10	0.04	0.34	0.01		300°
0.06	0.03	0.10	0.02		310°
0.09	0.06	0.08	0.10		320°
0.07	0.01	0.10	0.06		330°
0.06	0.01	0.21	0.13		340°
0.06	0.04	0.11	0.25		350°



Apartado 9.1.3. Orientación de la migración del río Manzanares en el sector M1 entre los años 1945-1956, 1956-1972, 1972-1983, 1983-1999 y 1999-2004. A la izquierda la tabla de valores y a la derecha su representación en gráficos de barras verticales y diagramas polares, correspondientes a los 5 intervalos de estudio.

Manzanares. Orientación de la migración. Sector M2

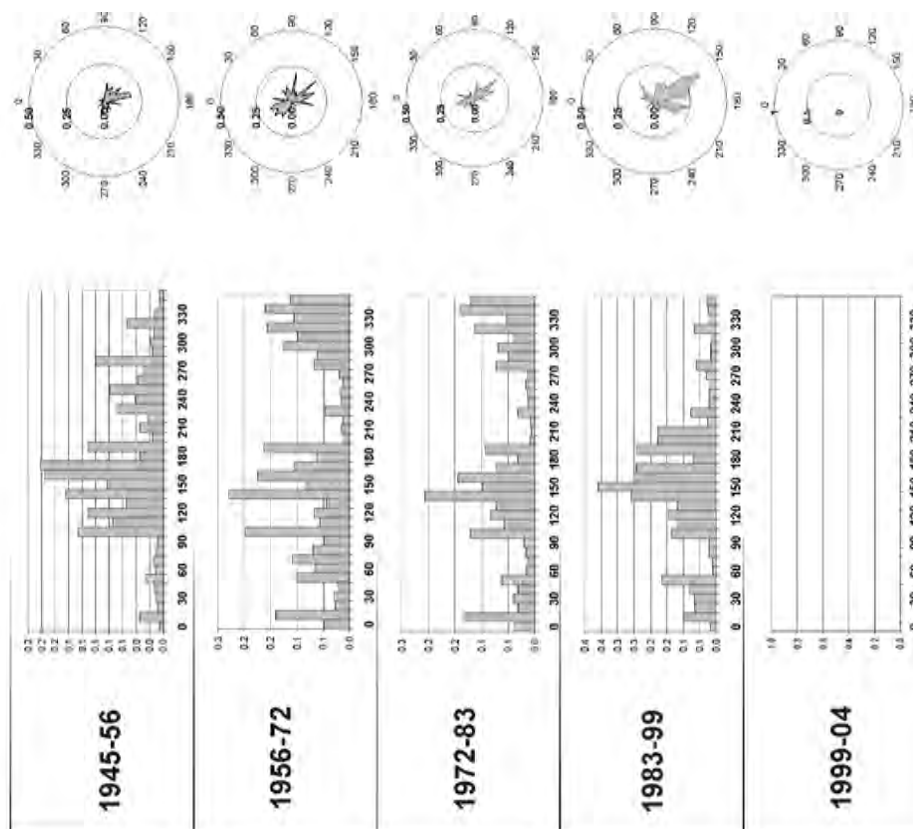
1945-56	1956-72	1972-83	1983-99	1999-04	Orientación
108	112	308	1080		0°
922	1633	896	5182		10°
359	829	225	1733		20°
347	1005	297	2161		30°
268	542	219	1222		40°
350	721	328	1792		50°
105	144	88	944		60°
97	233	60	391		70°
86	108	93	236		80°
77	60	86	321		90°
535	783	777	1874		100°
244	482	538	879		110°
470	1058	590	968		120°
406	814	366	550		130°
1387	1888	908	2508		140°
534	657	485	1430		150°
588	775	789	1746		160°
405	533	745	1497		170°
213	361	390	847		180°
1379	1139	2210	2005		190°
191	102	468	435		200°
234	90	467	324		210°
230	107	313	137		220°
181	254	285	278		230°
81	106	71	45		240°
71	83	53	46		250°
94	88	49	233		260°
61	112	68	277		270°
363	245	271	1209		280°
156	93	61	515		290°
364	337	213	587		300°
393	255	246	364		310°
1110	1021	956	1605		320°
301	362	358	825		330°
255	344	663	2241		340°
190	273	644	2814		350°



Apartado 9.1.4. Orientación de la migración del río Manzanares en el sector M2 entre los años 1945-1956, 1956-1972, 1972-1983, 1983-1999 y 1999-2004. A la izquierda la tabla de valores y a la derecha su representación en gráficos de barras verticales y diagramas polares, correspondientes a los 5 intervalos de estudio.

Manzanares. Orientación de la migración. Sector M3

1945-56	1956-72	1972-83	1983-99	1999-04	Orientación
0.00	0.05	0.04	0.02	0.00	0°
0.03	0.14	0.13	0.10	0.00	10°
0.01	0.03	0.03	0.07	0.00	20°
0.01	0.03	0.04	0.07	0.00	30°
0.01	0.02	0.03	0.08	0.00	40°
0.03	0.10	0.06	0.16	0.00	50°
0.01	0.07	0.02	0.01	0.00	60°
0.01	0.11	0.01	0.01	0.00	70°
0.01	0.07	0.02	0.02	0.00	80°
0.01	0.05	0.02	0.02	0.00	90°
0.12	0.20	0.12	0.14	0.00	100°
0.07	0.06	0.06	0.12	0.00	110°
0.11	0.07	0.08	0.15	0.00	120°
0.05	0.04	0.07	0.12	0.00	130°
0.14	0.23	0.21	0.26	0.00	140°
0.08	0.08	0.10	0.36	0.00	150°
0.18	0.17	0.14	0.25	0.00	160°
0.18	0.10	0.07	0.24	0.00	170°
0.03	0.06	0.03	0.07	0.00	180°
0.11	0.16	0.09	0.24	0.00	190°
0.02	0.01	0.01	0.18	0.00	200°
0.03	0.01	0.01	0.18	0.00	210°
0.02	0.01	0.01	0.03	0.00	220°
0.07	0.05	0.03	0.08	0.00	230°
0.04	0.01	0.01	0.02	0.00	240°
0.08	0.02	0.01	0.02	0.00	250°
0.04	0.01	0.02	0.02	0.00	260°
0.03	0.02	0.01	0.03	0.00	270°
0.10	0.07	0.07	0.06	0.00	280°
0.02	0.06	0.05	0.02	0.00	290°
0.02	0.12	0.07	0.02	0.00	300°
0.01	0.10	0.04	0.01	0.00	310°
0.05	0.16	0.11	0.07	0.00	320°
0.01	0.10	0.05	0.02	0.00	330°
0.01	0.16	0.14	0.02	0.00	340°
0.00	0.11	0.12	0.03	0.00	350°



Apartado 9.1.5. Orientación de la migración del río Manzanares en el sector M3 entre los años 1945-1956, 1956-1972, 1972-1983, 1983-1999 y 1999-2004. A la izquierda la tabla de valores y a la derecha su representación en gráficos de barras verticales y diagramas polares, correspondientes a los 5 intervalos de estudio.

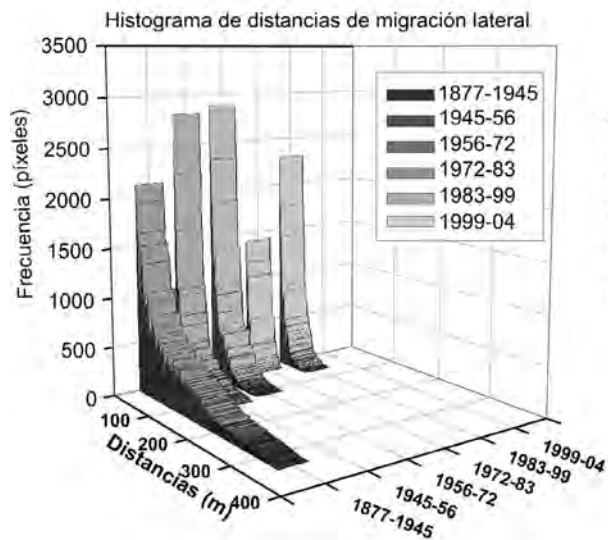
Jarama. Migración de los cauces.

Migración total (ha)							
Periodos	1877 a 1945	1945 a 1956	1956 a 1972	1972 a 1983	1983 a 1999	1999 a 2004	
J 1	44.4	14.0	15.4	4.0	8.2	0.0	
J 2	47.8	23.3	11.7	5.3	9.8	0.0	
J 3	120.4	38.1	39.5	5.1	7.6	0.0	
J 4	41.6	14.7	23.1	11.6	10.5	0.0	
J 5	95.6	28.4	90.4	42.5	15.3	0.0	
J 6	49.8	21.6	49.1	20.0	22.0	2.1	
J 7	92.8	37.6	69.8	29.5	27.7	2.2	
J 8	98.0	21.1	29.8	9.6	16.1	0.0	
Total	590.5	198.8	328.8	127.6	117.2	4.2	
Tasa migración anual (ha/año)							
Periodos	1877 a 1945	1945 a 1956	1956 a 1972	1972 a 1983	1983 a 1999	1999 a 2004	
J 1	0.7	1.3	1.0	0.4	0.5	0.0	
J 2	0.7	2.1	0.7	0.5	0.6	0.0	
J 3	1.8	3.5	2.5	0.5	0.5	0.0	
J 4	0.6	1.3	1.4	1.1	0.7	0.0	
J 5	1.4	2.6	5.7	3.9	1.0	0.0	
J 6	0.7	2.0	3.1	1.8	1.4	0.4	
J 7	1.4	3.4	4.4	2.7	1.7	0.4	
J 8	1.4	1.9	1.9	0.9	1.0	0.0	
Total	8.7	18.1	20.6	11.6	7.3	0.8	
Tiempo de renovación (años)							
	964.0	463.2	407.3	721.7	1142.7	9868.4	
Longitud del cauce (m)							
Años	1877	1945	1956	1972	1983	1999	2004
J 1	6053	6087	5721	5283	5564	5623	5623
J 2	8339	6904	6838	6833	6970	6987	6987
J 3	8389	8257	7926	7775	7880	7931	7931
J 4	5904	5830	5587	5487	5566	5603	5603
J 5	9846	10644	10191	10388	9992	10217	10217
J 6	5694	6187	6041	5521	5412	5351	5351
J 7	8629	8893	9304	10412	9785	10147	10147
J 8	10211	9993	9869	10512	10566	10473	10473
Total	61065	62795	61477	62211	61735	62332	62332
Migración proporcional = migración total / longitud cauce (m ² /m)							
Periodos	1877 a 1945	1945 a 1956	1956 a 1972	1972 a 1983	1983 a 1999	1999 a 2004	
J 1	73.4	23.0	26.9	7.5	14.7	0.0	
J 2	75.5	33.7	17.1	7.8	14.1	0.0	
J 3	143.5	46.1	49.8	6.6	9.6	0.0	
J 4	70.5	25.2	41.4	21.1	18.9	0.0	
J 5	97.1	26.7	88.8	40.9	15.3	0.0	
J 6	87.4	34.9	81.2	36.3	40.7	3.9	
J 7	107.6	42.3	75.0	28.4	28.3	2.1	
J 8	96.0	21.2	30.2	9.1	15.3	0.0	
Total	750.9	253.0	410.4	157.6	156.9	6.0	
Longitud de las escolleras (m)							
Periodos	1945	1956	1972	1983	1999	2004	
J 1	0	0	0	0	5766	5766	
J 2	0	0	1194	5081	8153	8153	
J 3	0	0	6200	6545	7823	7823	
J 4	0	0	947	3836	6475	6475	
J 5	0	0	2011	13710	16795	16795	
J 6	0	0	2200	2380	7240	7240	
J 7	0	0	2460	7648	10280	10280	
J 8	0	0	4027	4448	9503	12817	
Total	0	0	19039	43648	72035	75349	

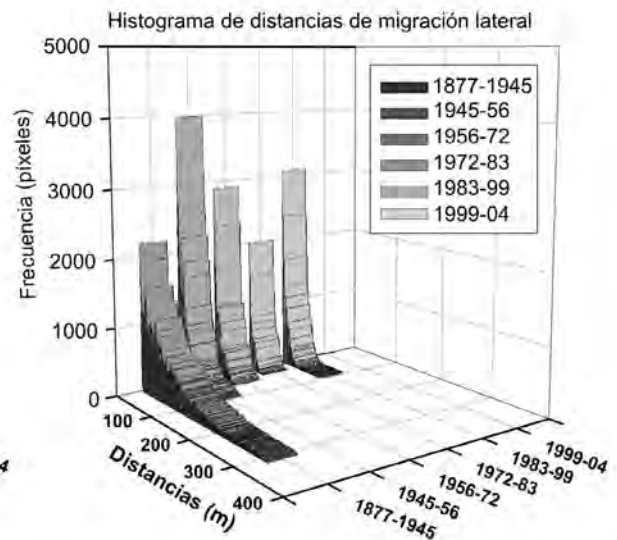
Apartado 9.2.1. Migración del cauce del río Jarama en los sectores J1, J2, J3, J4, J5, J6, J7 y J8, entre los años 1877-1945, 1945-1956, 1956-1972, 1972-1983, 1983-1999 y 1999-2004. De arriba a abajo, migración total (ha), tasa de migración anual (ha/año), longitud del cauce (m), migración proporcional = migración total / longitud del cauce (m²/m) y longitud de las escolleras (m).

Histogramas de distancias de migración lateral Río Jarama. Sectores J1, J2, J3 y J4.

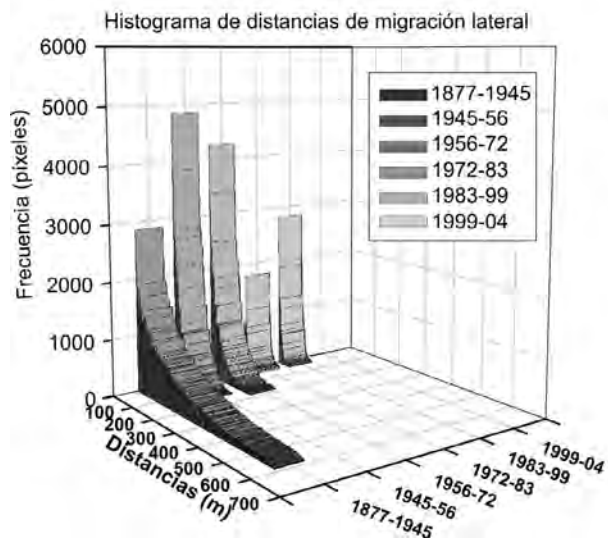
Sector J1



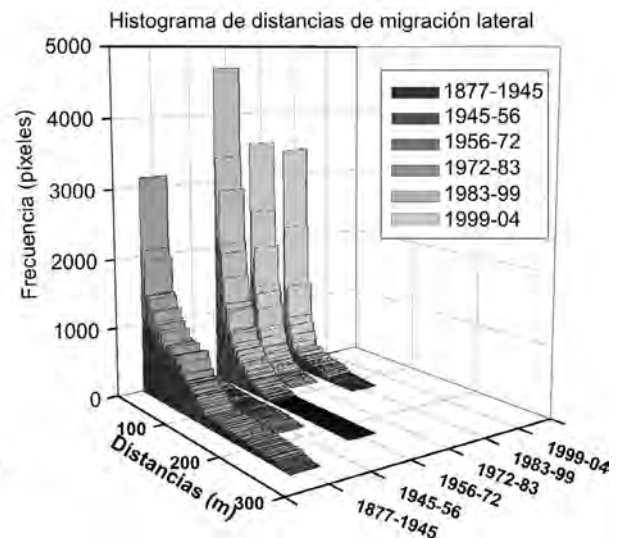
Sector J2



Sector J3



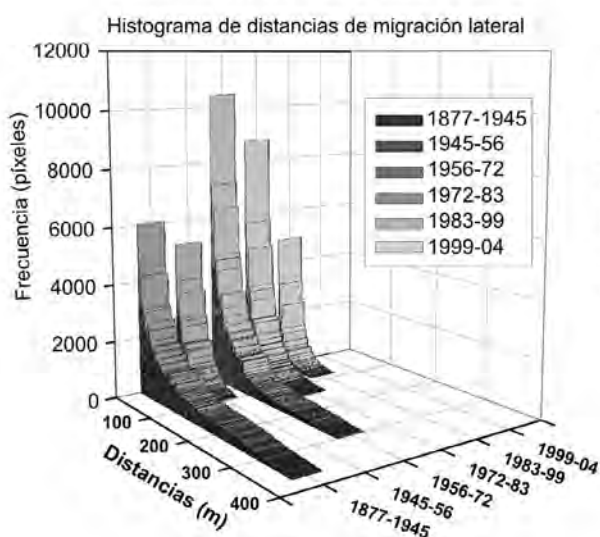
Sector J4



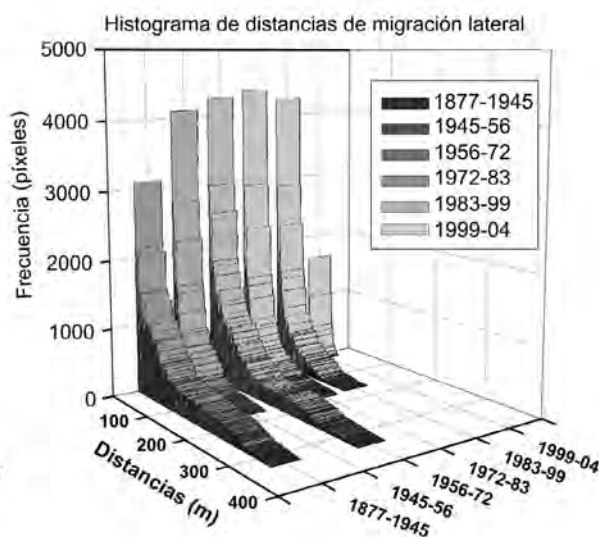
Apartado 9.2.2. Distancias de migración del río Jarama en los sectores J1, J2, J3, y J4, entre los años 1877-1945, 1945-1956, 1956-1972, 1972-1983, 1983-1999 y 1999-2004. Comparación de los 6 histogramas de distancias de migración del río Manzanares en un gráfico de tres ejes. X= distancias recorridas en metros, Y= intervalos temporales de cálculo y Z= frecuencia de unidades de área (píxeles).

Histogramas de distancias de migración lateral Río Jarama. Sectores J5, J6, J7 y J8.

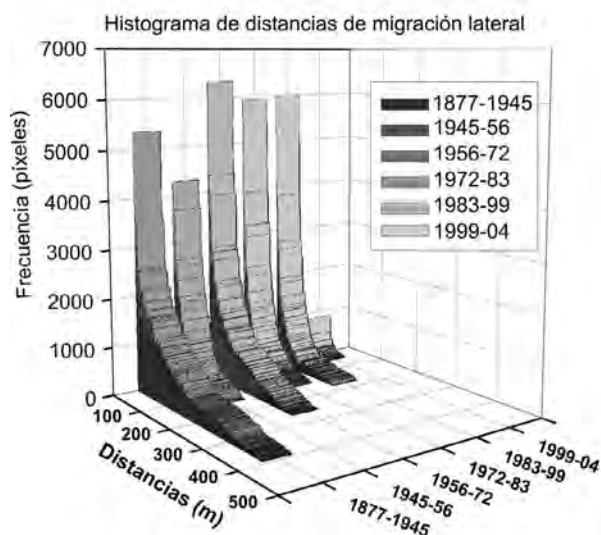
Sector J5



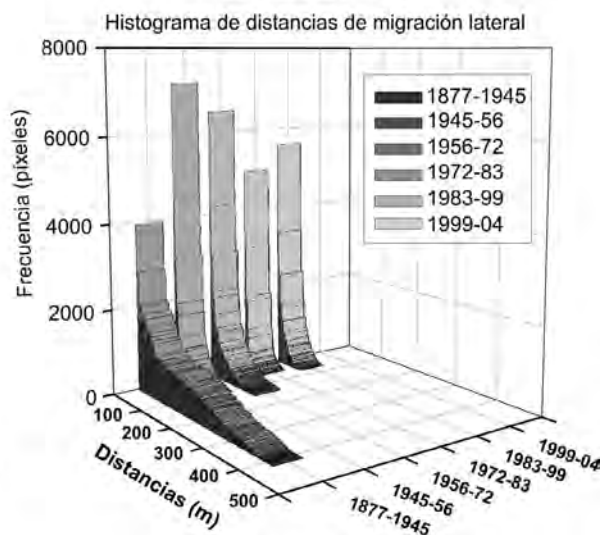
Sector J6



Sector J7



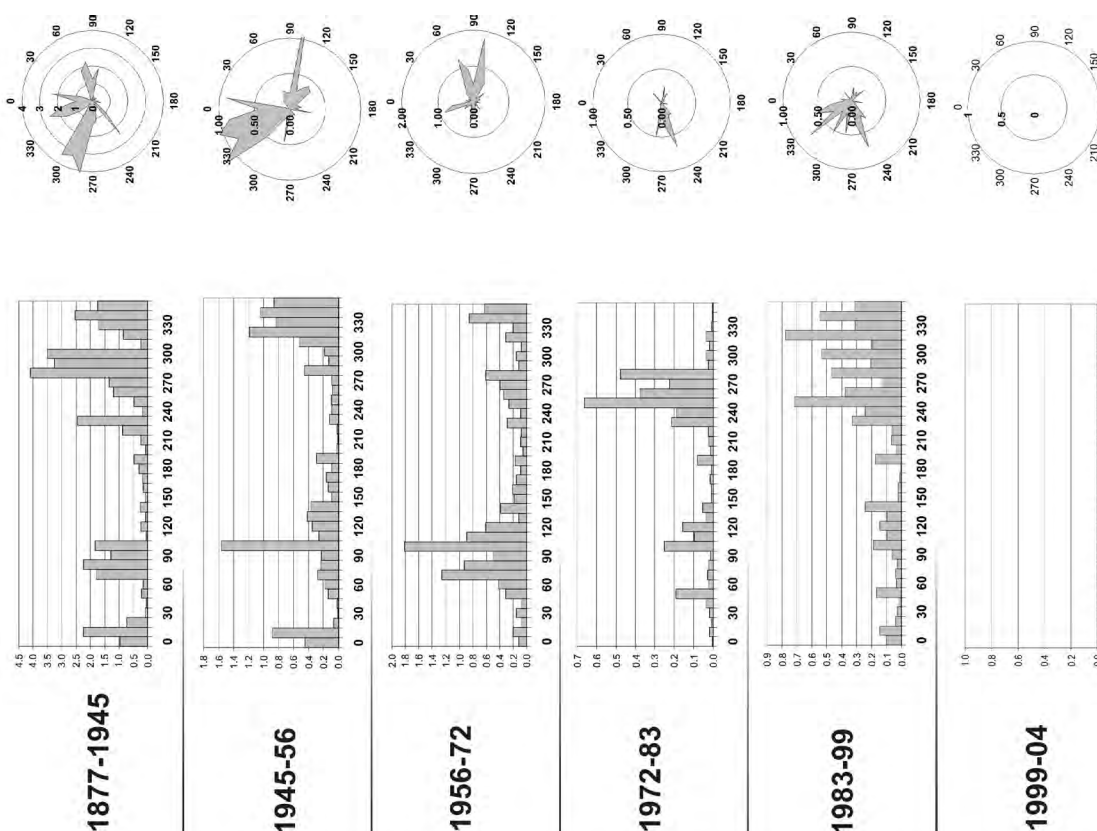
Sector J8



Apartado 9.2.3. Distancias de migración del río Jarama en los sectores J5, J6, J7 y J8, entre los años 1877-1945, 1945-1956, 1956-1972, 1972-1983, 1983-1999 y 1999-2004. Comparación de los 6 histogramas de distancias de migración del río Manzanares en un gráfico de tres ejes. X= distancias recorridas en metros, Y= intervalos temporales de cálculo y Z= frecuencia de unidades de área (píxeles).

Jarama. Orientación de la migración. Sector J1

1877-1945	1945-56	1956-72	1972-83	1983-99	1999-04	Orientación
0.96	0.45	0.12	0.00	0.10	0.10	0°
2.24	0.89	0.20	0.02	0.15	0.15	10°
0.73	0.07	0.07	0.01	0.04	0.04	20°
0.09	0.01	0.16	0.02	0.03	0.03	30°
0.04	0.02	0.07	0.03	0.02	0.02	40°
0.21	0.14	0.31	0.19	0.17	0.17	50°
0.15	0.18	0.42	0.02	0.03	0.03	60°
1.80	0.27	1.26	0.03	0.04	0.04	70°
2.25	0.24	0.93	0.02	0.03	0.03	80°
1.28	0.23	0.49	0.01	0.06	0.06	90°
1.83	1.57	1.81	0.25	0.19	0.19	100°
0.04	0.26	0.89	0.10	0.10	0.10	110°
0.24	0.35	0.60	0.16	0.15	0.15	120°
0.07	0.42	0.12	0.03	0.10	0.10	130°
0.25	0.37	0.39	0.05	0.24	0.24	140°
0.08	0.09	0.18	0.01	0.02	0.02	150°
0.15	0.14	0.20	0.01	0.02	0.02	160°
0.18	0.16	0.15	0.02	0.01	0.01	170°
0.30	0.09	0.09	0.01	0.01	0.01	180°
0.46	0.29	0.17	0.08	0.17	0.17	190°
0.05	0.03	0.05	0.01	0.04	0.04	200°
0.23	0.01	0.09	0.02	0.07	0.07	210°
0.88	0.02	0.08	0.03	0.06	0.06	220°
2.45	0.12	0.29	0.21	0.33	0.33	230°
0.17	0.09	0.09	0.19	0.25	0.25	240°
0.46	0.10	0.26	0.66	0.72	0.72	250°
1.19	0.08	0.34	0.38	0.38	0.38	260°
1.34	0.09	0.40	0.22	0.13	0.13	270°
4.09	0.46	0.61	0.48	0.47	0.47	280°
3.26	0.13	0.12	0.02	0.20	0.20	290°
3.49	0.19	0.15	0.04	0.54	0.54	300°
0.23	0.52	0.08	0.02	0.20	0.20	310°
0.85	1.19	0.31	0.04	0.77	0.77	320°
1.71	0.83	0.20	0.00	0.31	0.31	330°
2.55	1.05	0.86	0.00	0.55	0.55	340°
1.75	0.87	0.62	0.00	0.31	0.31	350°

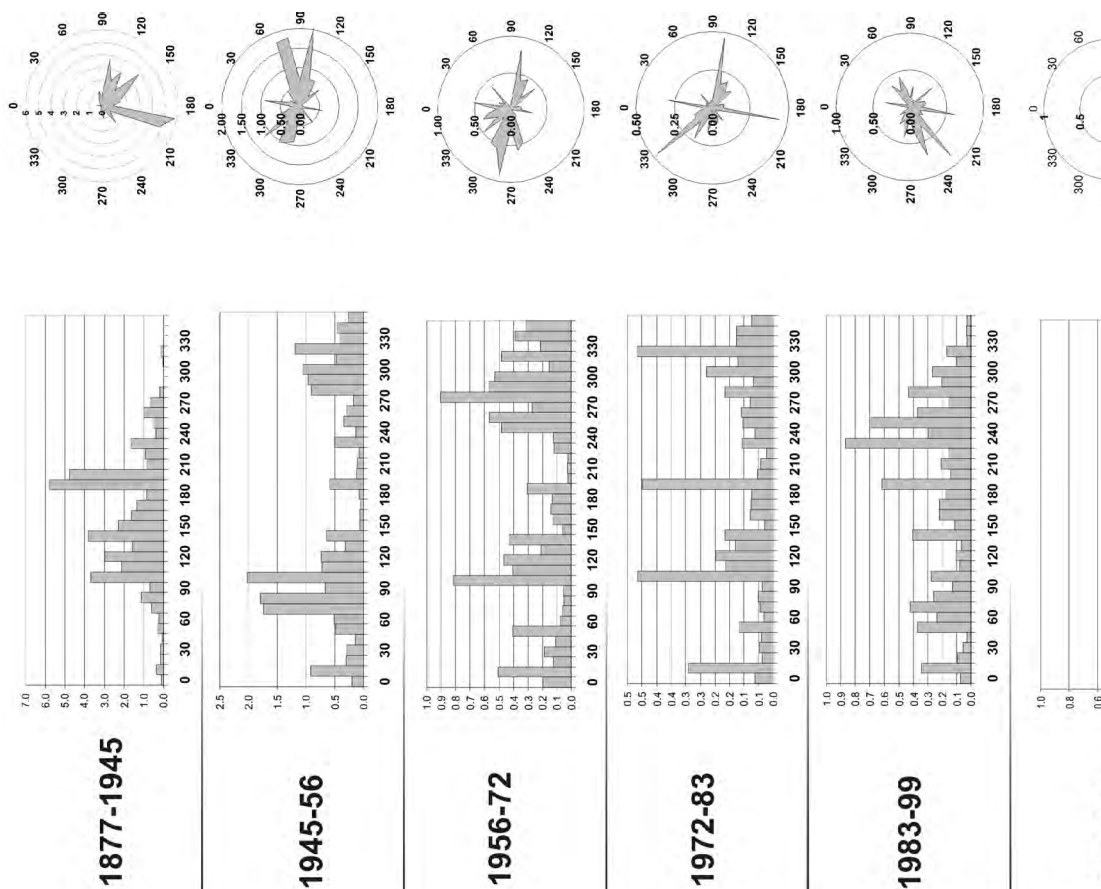


Apartado 9.2.4. Orientación de la migración del río Jarama en el sector J1 entre los años 1945-1956, 1956-1972, 1972-1983, 1983-1999 y 1999-2004. A la izquierda la tabla de valores y a la derecha su representación en gráficos de barras verticales y diagramas polares, correspondientes a los 6 intervalos de estudio.

Jarama. Orientación de la migración. Sector J2

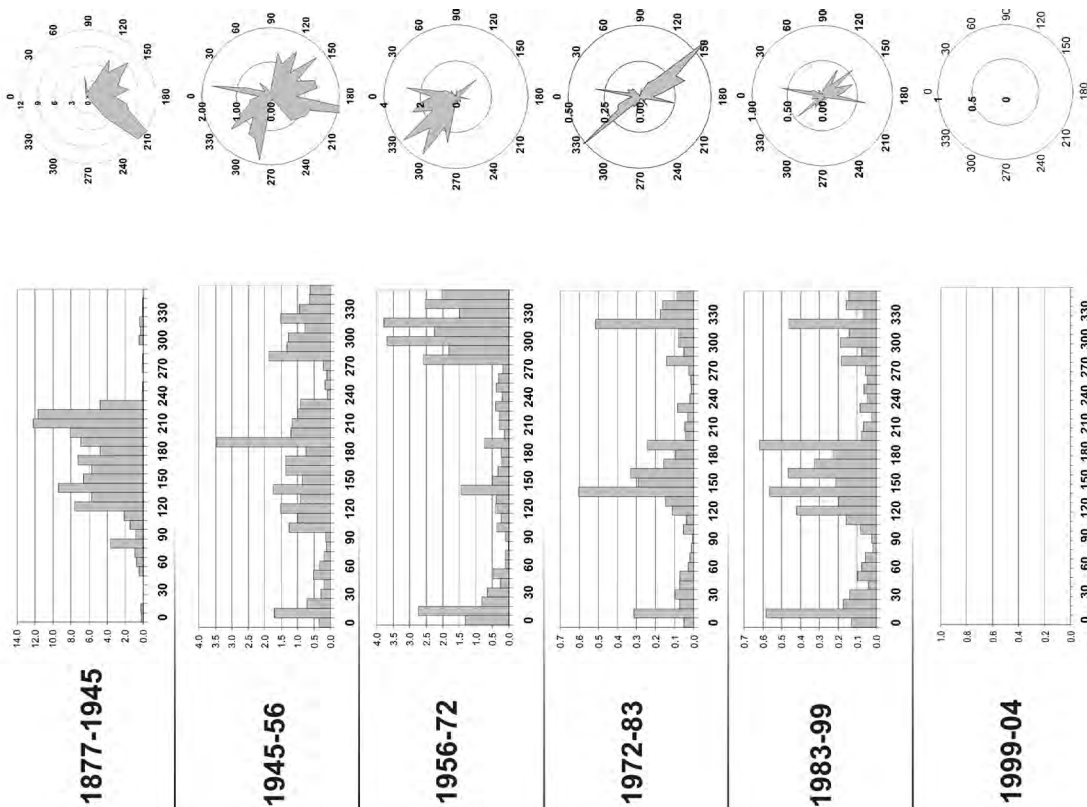
1877-1945	1945-56	1956-72	1972-83	1983-99	1999-04	Orientación
0.11	0.21	0.20	0.06	0.07		0°
0.36	0.92	0.51	0.29	0.35		10°
0.18	0.31	0.12	0.04	0.09		20°
0.15	0.30	0.19	0.05	0.06		30°
0.07	0.15	0.11	0.04	0.03		40°
0.29	0.49	0.40	0.12	0.37		50°
0.23	0.51	0.08	0.03	0.24		60°
0.59	1.74	0.06	0.05	0.42		70°
1.12	1.79	0.05	0.05	0.26		80°
0.69	0.68	0.06	0.04	0.13		90°
3.68	2.03	0.81	0.47	0.28		100°
2.12	0.73	0.40	0.16	0.08		110°
3.00	0.74	0.47	0.20	0.10		120°
1.58	0.32	0.21	0.13	0.07		130°
3.81	0.64	0.43	0.17	0.40		140°
2.28	0.07	0.06	0.03	0.11		150°
1.64	0.07	0.13	0.08	0.22		160°
1.36	0.05	0.14	0.08	0.22		170°
0.87	0.08	0.13	0.07	0.17		180°
5.79	0.59	0.30	0.45	0.61		190°
4.79	0.13	0.02	0.05	0.14		200°
0.82	0.12	0.03	0.04	0.21		210°
0.94	0.07	0.02	0.02	0.16		220°
1.67	0.51	0.12	0.11	0.87		230°
0.39	0.13	0.12	0.06	0.29		240°
0.48	0.35	0.48	0.10	0.69		250°
0.99	0.29	0.57	0.11	0.37		260°
0.67	0.19	0.27	0.08	0.15		270°
0.20	0.91	0.91	0.17	0.43		280°
0.00	0.97	0.57	0.07	0.20		290°
0.00	1.06	0.53	0.23	0.27		300°
0.02	0.48	0.15	0.12	0.10		310°
0.12	1.19	0.48	0.47	0.17		320°
0.00	0.41	0.21	0.13	0.03		330°
0.00	0.47	0.39	0.13	0.03		340°
0.00	0.26	0.31	0.07	0.03		350°

Apartado 9.2.5. Orientación de la migración del río Jarama en el sector J2 entre los años 1945-1956, 1956-1972, 1972-1983, 1983-1999 y 1999-2004. A la izquierda la tabla de valores y a la derecha su representación en gráficos de barras verticales y diagramas polares, correspondientes a los 6 intervalos de estudio.



Jarama. Orientación de la migración. Sector J3

1877-1945	1945-56	1956-72	1972-83	1983-99	1999-04	Orientación
0.11	0.21	0.20	0.06	0.07		0°
0.36	0.92	0.51	0.29	0.35		10°
0.18	0.31	0.12	0.04	0.09		20°
0.15	0.30	0.19	0.05	0.06		30°
0.07	0.15	0.11	0.04	0.03		40°
0.29	0.49	0.40	0.12	0.37		50°
0.23	0.51	0.08	0.03	0.24		60°
0.59	1.74	0.06	0.05	0.42		70°
1.12	1.79	0.05	0.05	0.26		80°
0.69	0.68	0.06	0.04	0.13		90°
3.68	2.03	0.81	0.47	0.28		100°
2.12	0.73	0.40	0.16	0.08		110°
3.00	0.74	0.47	0.20	0.10		120°
1.58	0.32	0.21	0.13	0.07		130°
3.81	0.64	0.43	0.17	0.40		140°
2.28	0.07	0.06	0.03	0.11		150°
1.64	0.07	0.13	0.08	0.22		160°
1.36	0.05	0.14	0.08	0.22		170°
0.87	0.08	0.13	0.07	0.17		180°
5.79	0.59	0.30	0.45	0.61		190°
4.79	0.13	0.02	0.05	0.14		200°
0.82	0.12	0.03	0.04	0.21		210°
0.94	0.07	0.02	0.02	0.16		220°
1.67	0.51	0.12	0.11	0.87		230°
0.39	0.13	0.12	0.06	0.29		240°
0.48	0.35	0.48	0.10	0.69		250°
0.99	0.29	0.57	0.11	0.37		260°
0.67	0.19	0.27	0.08	0.15		270°
0.20	0.91	0.91	0.17	0.43		280°
0.00	0.97	0.57	0.07	0.20		290°
0.00	1.06	0.53	0.23	0.27		300°
0.02	0.48	0.15	0.12	0.10		310°
0.12	1.19	0.48	0.47	0.17		320°
0.00	0.41	0.21	0.13	0.03		330°
0.00	0.47	0.39	0.13	0.03		340°
0.00	0.26	0.31	0.07	0.03		350°



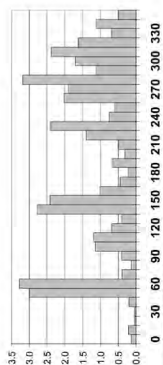
Apartado 9.2.6. Orientación de la migración del río Jarama en el sector J3 entre los años 1945-1956, 1956-1972, 1972-1983, 1983-1999 y 1999-2004. A la izquierda la tabla de valores y a la derecha su representación en gráficos de barras verticales y diagramas polares, correspondientes a los 6 intervalos de estudio.

Jarama. Orientación de la migración. Sector J4

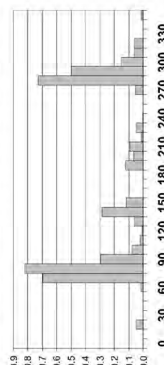
1877-1945	1945-56	1956-72	1972-83	1983-99	1999-04	Orientación
0.14	0.00	0.13	0.08	0.00	0.00	0°
0.22	0.00	0.39	0.29	0.00	0.00	10°
0.04	0.05	0.05	0.02	0.00	0.00	20°
0.04	0.00	0.09	0.03	0.00	0.00	30°
0.21	0.00	0.28	0.05	0.00	0.00	40°
3.00	0.00	1.12	0.24	0.00	0.00	50°
3.29	0.02	0.90	0.14	0.00	0.00	60°
0.41	0.70	1.12	0.17	0.00	0.00	70°
0.13	0.82	1.03	0.17	0.00	0.00	80°
0.41	0.29	0.73	0.20	0.00	0.00	90°
1.14	0.08	2.01	0.52	0.00	0.00	100°
1.19	0.02	0.75	0.23	0.00	0.00	110°
0.68	0.01	0.74	0.12	0.00	0.00	120°
0.42	0.06	0.23	0.05	0.00	0.00	130°
2.79	0.29	0.21	0.36	0.00	0.00	140°
2.43	0.12	0.17	0.07	0.00	0.00	150°
1.01	0.00	0.34	0.11	0.00	0.00	160°
0.45	0.00	0.36	0.16	0.00	0.00	170°
0.23	0.00	0.13	0.07	0.00	0.00	180°
0.66	0.12	0.80	0.32	0.00	0.00	190°
0.32	0.07	0.23	0.05	0.00	0.00	200°
0.50	0.10	0.23	0.05	0.00	0.00	210°
1.40	0.01	0.34	0.05	0.00	0.00	220°
2.40	0.05	1.69	0.50	0.00	0.00	230°
0.77	0.00	1.99	0.37	0.00	0.00	240°
0.59	0.00	1.49	0.72	0.00	0.00	250°
2.02	0.00	0.86	0.73	0.00	0.00	260°
1.92	0.05	0.52	0.54	0.00	0.00	270°
3.18	0.73	2.00	2.66	0.00	0.00	280°
1.12	0.50	0.50	0.68	0.00	0.00	290°
1.71	0.15	0.35	0.53	0.00	0.00	300°
2.39	0.06	0.17	0.35	0.00	0.00	310°
1.62	0.06	0.23	0.34	0.00	0.00	320°
0.67	0.00	0.13	0.11	0.00	0.00	330°
1.13	0.00	0.33	0.18	0.00	0.00	340°
0.49	0.01	0.19	0.14	0.00	0.00	350°

ha

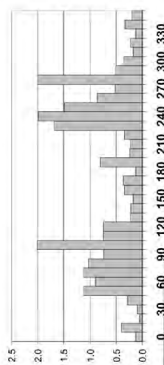
1877-1945



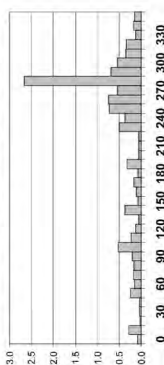
1945-56



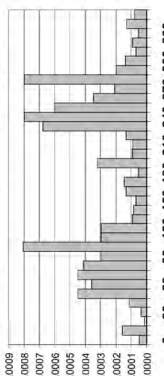
1956-72



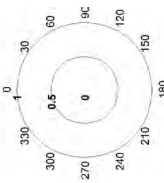
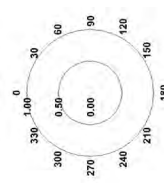
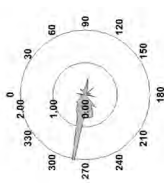
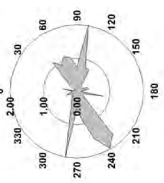
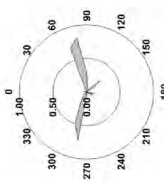
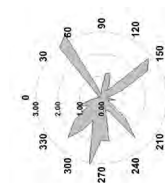
1972-83



1983-99



1999-04



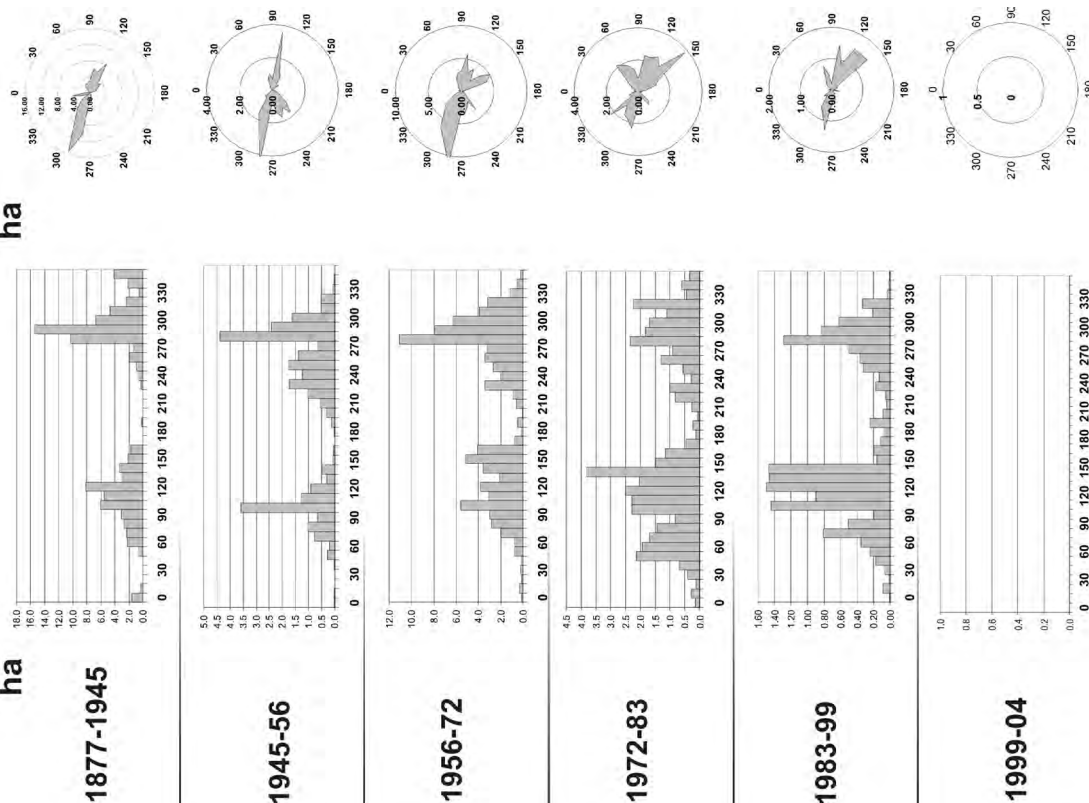
Apartado 9.2.7. Orientación de la migración del río Jarama en el sector J4 entre los años 1945-1956, 1956-1972, 1972-1983, 1983-1999 y 1999-2004. A la izquierda la tabla de valores y a la derecha su representación en gráficos de barras verticales y diagramas polares, correspondientes a los 6 intervalos de estudio.

Jarama. Orientación de la migración. Sector J5

ha

ha

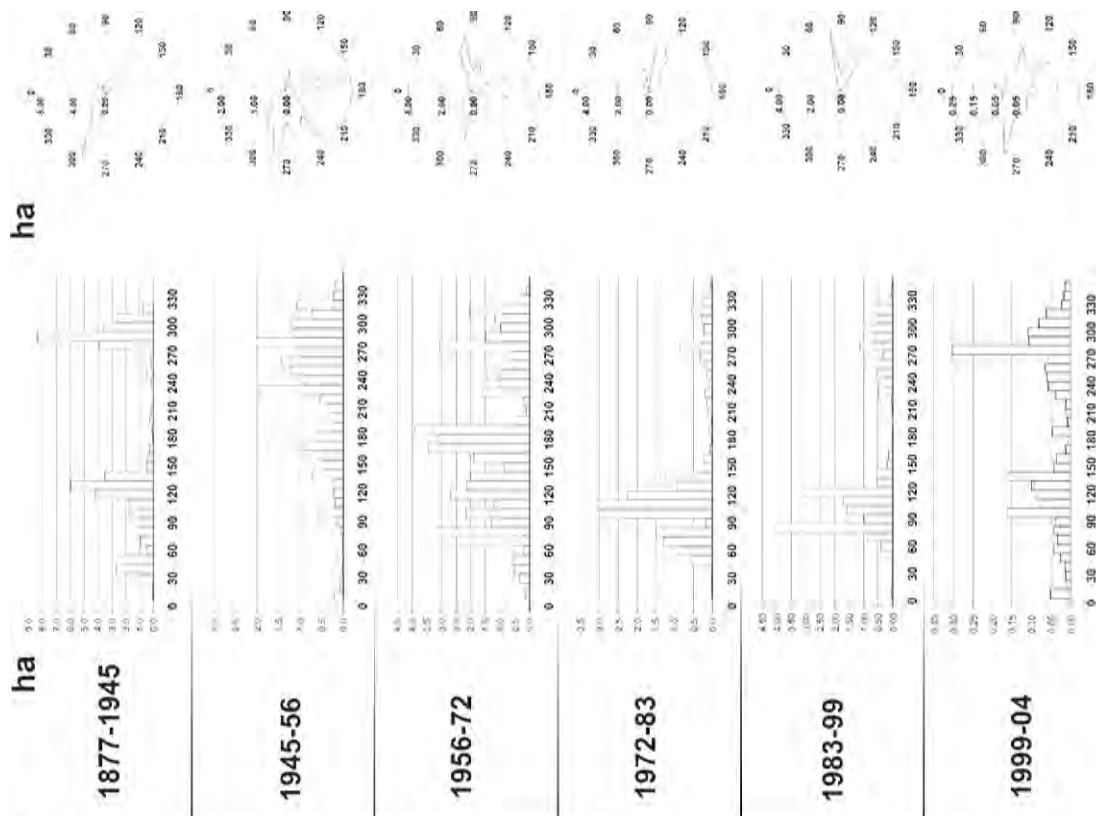
1877-1945	1945-56	1956-72	1972-83	1983-99	1999-04	Orientación
1.60	0.02	0.10	0.15	0.01	0.01	0°
0.30	0.02	0.34	0.28	0.09	0.09	10°
0.04	0.01	0.12	0.12	0.01	0.01	20°
0.04	0.00	0.24	0.41	0.06	0.06	30°
0.04	0.02	0.15	0.69	0.17	0.17	40°
0.58	0.28	0.73	2.14	0.25	0.25	50°
2.20	0.21	0.73	1.94	0.35	0.35	60°
2.33	0.77	1.97	1.69	0.81	0.81	70°
2.70	1.03	2.81	1.44	0.51	0.51	80°
3.06	0.67	3.02	0.83	0.20	0.20	90°
6.05	3.58	5.57	2.29	1.44	1.44	100°
5.54	1.27	3.03	2.28	0.90	0.90	110°
8.09	0.90	3.80	2.50	1.50	1.50	120°
3.03	0.29	2.06	2.04	1.46	1.46	130°
3.32	0.50	3.57	3.81	1.47	1.47	140°
2.02	0.06	5.13	1.48	0.16	0.16	150°
1.74	0.04	4.08	1.15	0.20	0.20	160°
0.03	0.01	0.74	0.46	0.12	0.12	170°
0.01	0.01	0.16	0.11	0.07	0.07	180°
0.13	0.14	0.47	0.22	0.25	0.25	190°
0.02	0.32	0.08	0.05	0.08	0.08	200°
0.03	0.55	0.59	0.27	0.04	0.04	210°
0.03	1.02	0.93	0.83	0.05	0.05	220°
0.29	1.74	3.44	1.02	0.18	0.18	230°
0.63	1.23	1.88	0.29	0.13	0.13	240°
0.95	1.75	2.65	0.56	0.32	0.32	250°
1.98	1.40	3.41	1.30	0.37	0.37	260°
1.25	0.65	3.20	0.92	0.50	0.50	270°
10.35	4.39	11.11	2.34	1.29	1.29	280°
15.45	2.42	7.91	1.84	0.83	0.83	290°
6.76	1.63	6.27	1.70	0.62	0.62	300°
4.65	0.53	3.93	1.12	0.21	0.21	310°
2.42	0.53	3.16	2.24	0.33	0.33	320°
0.48	0.06	1.12	0.44	0.04	0.04	330°
2.14	0.02	0.54	0.62	0.02	0.02	340°
4.10	0.01	0.21	0.34	0.01	0.01	350°



Apartado 9.2.8. Orientación de la migración del río Jarama en el sector J5 entre los años 1945-1956, 1956-1972, 1972-1983, 1983-1999 y 1999-2004. A la izquierda la tabla de valores y a la derecha su representación en gráficos de barras verticales y diagramas polares, correspondientes a los 6 intervalos de estudio.

Jarama. Orientación de la migración. Sector J6

1877-1945	1945-56	1956-72	1972-83	1983-99	1999-04	Orientación
0.01	0.01	0.03	0.01	0.04	0.0000	0°
0.04	0.22	0.14	0.04	0.07	0.0000	10°
0.05	0.08	0.17	0.01	0.03	0.0000	20°
0.74	0.06	0.34	0.01	0.03	0.0000	30°
2.70	0.03	0.55	0.03	0.04	0.0000	40°
2.35	0.15	0.55	0.56	0.24	0.0002	50°
0.52	0.03	0.21	0.89	0.40	0.0004	60°
0.95	0.03	2.40	1.30	0.90	0.0005	70°
1.17	0.06	3.30	1.51	4.08	0.0006	80°
0.85	0.15	1.30	0.17	0.99	0.0001	90°
1.78	0.59	2.17	3.02	1.56	0.0012	100°
1.80	0.19	1.22	3.05	1.72	0.0012	110°
4.21	0.23	2.70	2.26	3.14	0.0009	120°
5.99	0.16	2.14	0.94	0.55	0.0004	130°
3.48	0.71	1.99	1.23	0.58	0.0005	140°
0.47	0.45	0.89	0.29	0.19	0.0001	150°
0.43	0.94	1.91	0.23	0.14	0.0001	160°
0.28	1.75	3.45	0.06	0.04	0.0000	170°
0.06	0.65	3.11	0.02	0.02	0.0000	180°
0.08	0.26	3.90	0.09	0.10	0.0000	190°
0.29	0.16	0.51	0.01	0.01	0.0000	200°
0.16	0.35	0.12	0.13	0.03	0.0001	210°
0.11	0.53	0.23	0.16	0.06	0.0001	220°
0.12	1.95	1.64	0.21	0.49	0.0001	230°
0.15	0.91	1.08	0.07	0.25	0.0000	240°
0.50	1.24	1.46	0.15	0.57	0.0001	250°
0.16	1.42	1.01	0.19	0.95	0.0001	260°
0.27	0.98	0.55	0.33	0.34	0.0001	270°
3.94	2.38	3.05	0.86	1.13	0.0003	280°
8.37	1.15	1.51	0.26	0.63	0.0001	290°
3.69	1.23	0.98	0.22	1.01	0.0001	300°
2.61	0.72	1.19	0.28	0.53	0.0001	310°
0.77	1.08	2.03	0.55	0.67	0.0002	320°
0.01	0.23	0.44	0.30	0.10	0.0001	330°
0.01	0.19	0.12	0.26	0.06	0.0001	340°
0.01	0.03	0.04	0.05	0.04	0.0000	350°



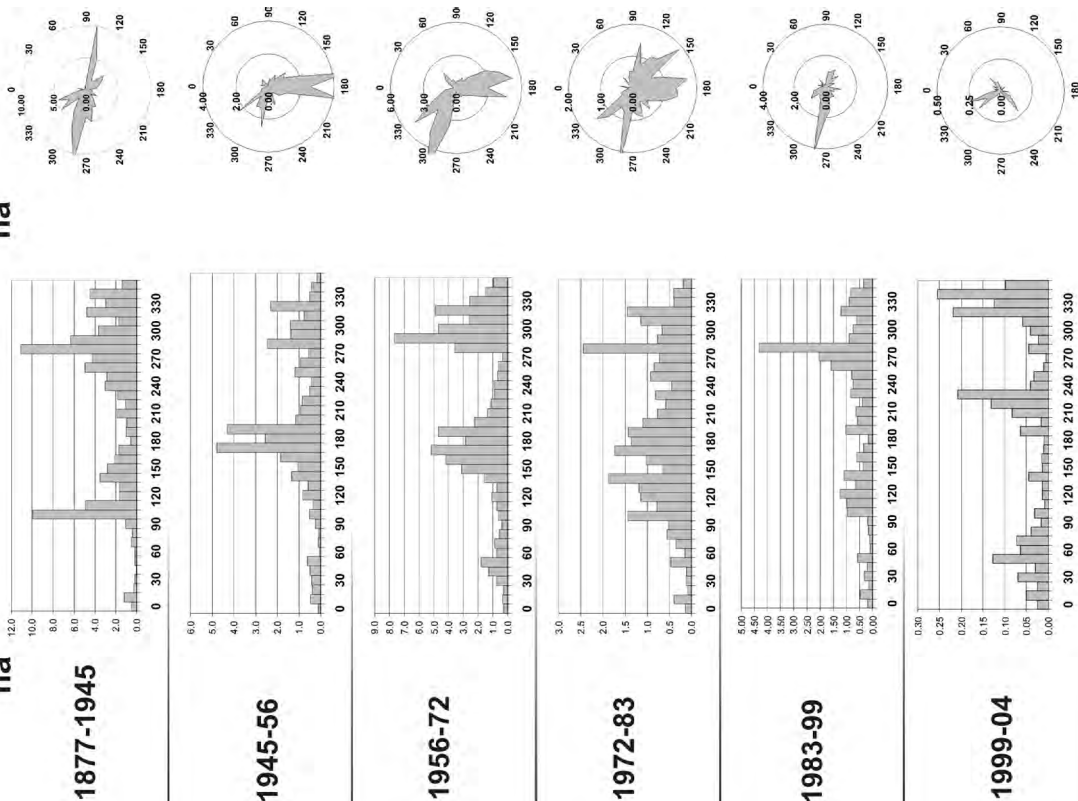
Apartado 9.2.9. Orientación de la migración del río Jarama en el sector J6 entre los años 1945-1956, 1956-1972, 1972-1983, 1983-1999 y 1999-2004. A la izquierda la tabla de valores y a la derecha su representación en gráficos de barras verticales y diagramas polares, correspondientes a los 6 intervalos de estudio.

Jarama. Orientación de la migración. Sector J7

1877-1945	1945-56	1956-72	1972-83	1983-99	1999-04	Orientación
1.60	0.02	0.10	0.15	0.01	0.01	0°
0.30	0.02	0.34	0.28	0.09	0.09	10°
0.04	0.01	0.12	0.12	0.01	0.01	20°
0.04	0.00	0.24	0.41	0.06	0.06	30°
0.04	0.02	0.15	0.69	0.17	0.17	40°
0.58	0.28	0.73	2.14	0.25	0.25	50°
2.20	0.21	0.73	1.94	0.35	0.35	60°
2.33	0.77	1.97	1.69	0.81	0.81	70°
2.70	1.03	2.81	1.44	0.51	0.51	80°
3.06	0.67	3.02	0.83	0.20	0.20	90°
6.05	3.58	5.57	2.29	1.44	1.44	100°
5.54	1.27	3.03	2.28	0.90	0.90	110°
8.09	0.90	3.80	2.50	1.50	1.50	120°
3.03	0.29	2.06	2.04	1.46	1.46	130°
3.32	0.50	3.57	3.81	1.47	1.47	140°
2.02	0.06	5.13	1.48	0.16	0.16	150°
1.74	0.04	4.08	1.15	0.20	0.20	160°
0.03	0.01	0.74	0.46	0.12	0.12	170°
0.01	0.01	0.16	0.11	0.07	0.07	180°
0.13	0.14	0.47	0.22	0.25	0.25	190°
0.02	0.32	0.08	0.05	0.08	0.08	200°
0.03	0.55	0.59	0.27	0.04	0.04	210°
0.03	1.02	0.93	0.83	0.05	0.05	220°
0.29	1.74	3.44	1.02	0.18	0.18	230°
0.63	1.23	1.88	0.29	0.13	0.13	240°
0.95	1.75	2.65	0.56	0.32	0.32	250°
1.98	1.40	3.41	1.30	0.37	0.37	260°
1.25	0.65	3.20	0.92	0.50	0.50	270°
10.35	4.39	11.11	2.34	1.29	1.29	280°
15.45	2.42	7.91	1.84	0.83	0.83	290°
6.76	1.63	6.27	1.70	0.62	0.62	300°
4.65	0.53	3.93	1.12	0.21	0.21	310°
2.42	0.53	3.16	2.24	0.33	0.33	320°
0.48	0.06	1.12	0.44	0.04	0.04	330°
2.14	0.02	0.54	0.62	0.02	0.02	340°
4.10	0.01	0.21	0.34	0.01	0.01	350°

ha

ha



Apartado 9.2.10. Orientación de la migración del río Jarama en el sector J7 entre los años 1945-1956, 1956-1972, 1972-1983, 1983-1999 y 1999-2004. A la izquierda la tabla de valores y a la derecha su representación en gráficos de barras verticales y diagramas polares, correspondientes a los 6 intervalos de estudio.

Jarama. Orientación de la migración. Sector J8

1877-1945	1945-56	1956-72	1972-83	1983-99	1999-04	Orientación
0.69	0.11	0.20	0.12	0.17	0.17	0°
0.30	0.42	1.31	0.23	0.32	0.32	10°
0.00	0.11	0.25	0.08	0.13	0.13	20°
0.00	0.09	0.27	0.08	0.18	0.18	30°
0.00	0.08	0.28	0.05	0.11	0.11	40°
0.18	0.28	0.96	0.18	0.58	0.58	50°
0.00	0.10	0.43	0.04	0.18	0.18	60°
0.00	0.18	0.73	0.03	0.19	0.19	70°
0.00	0.27	0.39	0.05	0.17	0.17	80°
0.29	0.24	0.22	0.06	0.14	0.14	90°
0.18	1.74	0.83	0.31	0.23	0.23	100°
0.04	0.60	0.37	0.18	0.11	0.11	110°
0.41	0.89	1.45	0.26	0.31	0.31	120°
0.39	0.87	1.76	0.27	0.53	0.53	130°
0.60	2.29	1.12	0.89	2.13	2.13	140°
0.32	0.53	0.58	0.41	0.98	0.98	150°
0.60	0.64	0.51	0.60	1.09	1.09	160°
1.32	0.33	0.13	0.27	0.26	0.26	170°
0.74	0.14	0.09	0.12	0.09	0.09	180°
1.42	0.80	1.04	0.52	0.48	0.48	190°
1.02	0.74	2.14	0.14	0.27	0.27	200°
2.03	1.22	1.65	0.24	0.28	0.28	210°
2.39	0.61	0.90	0.20	0.20	0.20	220°
2.43	0.55	0.86	0.75	0.40	0.40	230°
4.58	0.21	0.30	0.44	0.31	0.31	240°
3.06	0.21	0.34	0.51	0.39	0.39	250°
6.55	0.40	0.33	0.29	0.23	0.23	260°
13.90	0.58	0.36	0.13	0.18	0.18	270°
13.66	1.96	2.30	0.58	0.93	0.93	280°
5.53	1.02	1.94	0.26	0.52	0.52	290°
6.07	0.43	1.23	0.17	0.30	0.30	300°
2.68	0.36	0.82	0.14	0.20	0.20	310°
7.46	1.08	1.66	0.41	1.68	1.68	320°
10.63	0.23	0.62	0.14	0.66	0.66	330°
4.64	0.37	0.71	0.20	0.68	0.68	340°
2.59	0.17	0.36	0.17	0.31	0.31	350°

ha

1877-1945

1945-56

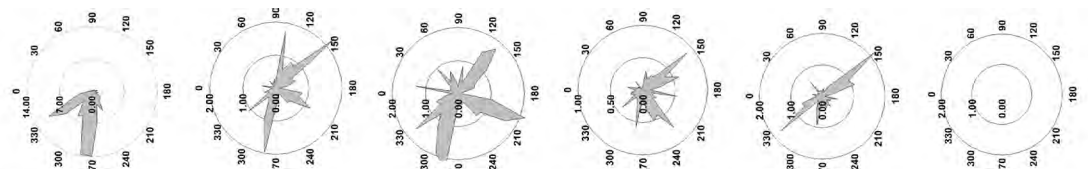
1956-72

1972-83

1983-99

1999-04

ha



Apartado 9.2.11. Orientación de la migración del río Jarama en el sector J8 entre los años 1945-1956, 1956-1972, 1972-1983, 1983-1999 y 1999-2004. A la izquierda la tabla de valores y a la derecha su representación en gráficos de barras verticales y diagramas polares, correspondientes a los 6 intervalos de estudio.

Tajo. Migración de los cauces.**Migración total (ha)**

Periodos	1877 a 1945	1945 a 1956	1956 a 1972	1972 a 1983	1983 a 1999	1999 a 2004
T 1	132.3	39.8	27.7	9.8	0.0	0.0
T 2	206.1	53.8	12.6	0.0	0.0	0.0
T 3	63.9	41.0	30.5	11.1	0.0	0.0
T 4	56.0	81.4	13.4	0.0	0.0	0.0
Total	458.3	216.0	84.2	20.8	0.0	0.0

Tasa migración anual (ha/año)

Periodos	1877 a 1945	1945 a 1956	1956 a 1972	1972 a 1983	1983 a 1999	1999 a 2004
T 1	1.9	3.6	1.7	0.9	0.0	0.0
T 2	3.0	4.9	0.8	0.0	0.0	0.0
T 3	0.9	3.7	1.9	1.0	0.0	0.0
T 4	0.8	7.4	0.8	0.0	0.0	0.0
Total	6.7	19.6	5.3	1.9	0.0	0.0
Tiempo de renovación (años)	10994.2	3773.7	14083.2	39130.5		

Longitud del cauce (m)

Periodos	1877	1945	1956	1972	1983	1999
T 1	25686	24084	23462	23462	23462	23462
T 2	10017	10635	10556	10556	10556	10556
T 3	16287	17629	17841	17841	17841	17841
T 4	10877	11175	11013	11013	11013	11013
Total	62867	63523	62872	62872	62872	62872

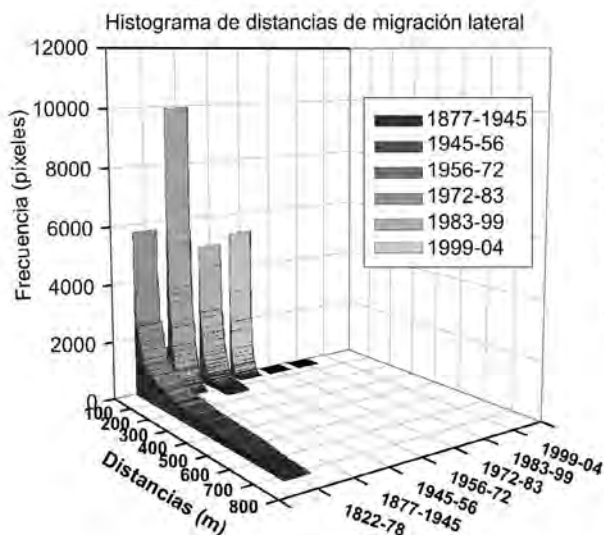
Migración proporcional = migración total / longitud cauce (m²/m)

Periodos	1877 a 1945	1945 a 1956	1956 a 1972	1972 a 1983	1983 a 1999	1999 a 2004
T 1	51.5	16.5	11.8	4.2	0.0	0.0
T 2	205.7	50.6	11.9	0.0	0.0	0.0
T 3	39.2	23.2	17.1	6.2	0.0	0.0
T 4	51.5	72.8	12.2	0.0	0.0	0.0
Total	348.0	163.2	53.0	10.4	0.0	0.0

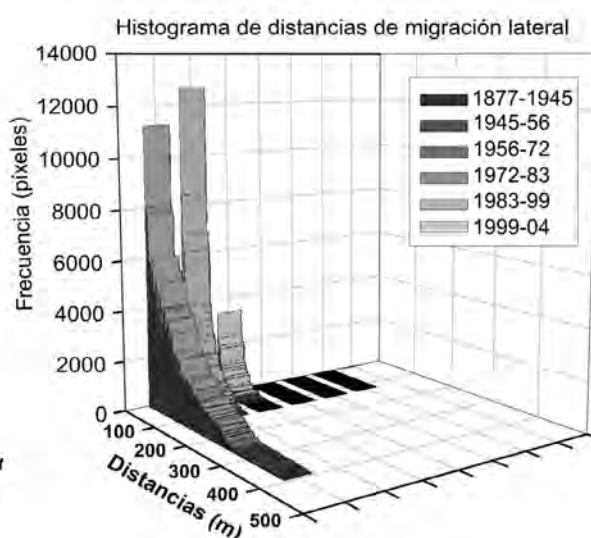
Apartado 9.3.1. Migración del cauce del río Tajo en los sectores T1, T2, T3 y T4, entre los años 1877-1945, 1945-1956, 1956-1972, 1972-1983, 1983-1999 y 1999-2004. De arriba a abajo, migración total (ha), tasa de migración anual (ha/año), longitud del cauce (m) y migración proporcional = migración total / longitud del cauce (m²/m).

Histogramas de distancias de migración lateral Río Tajo. Sectores T1, T2, T3 y T4.

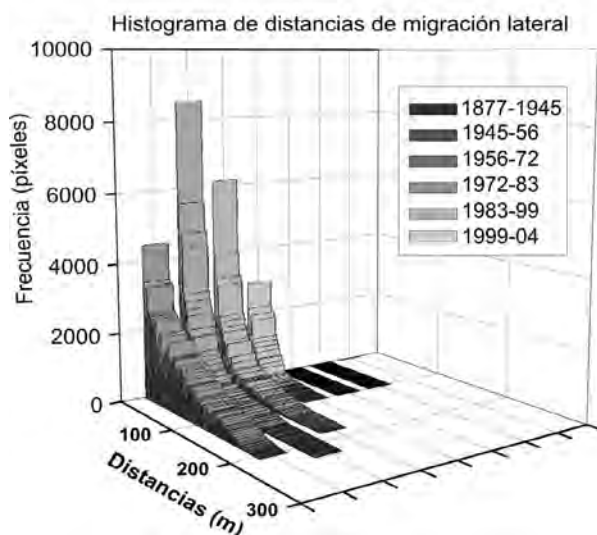
Sector T1



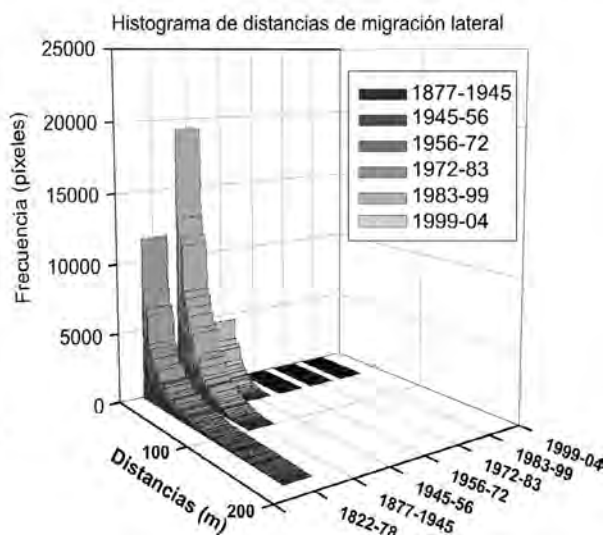
Sector T2



Sector T3



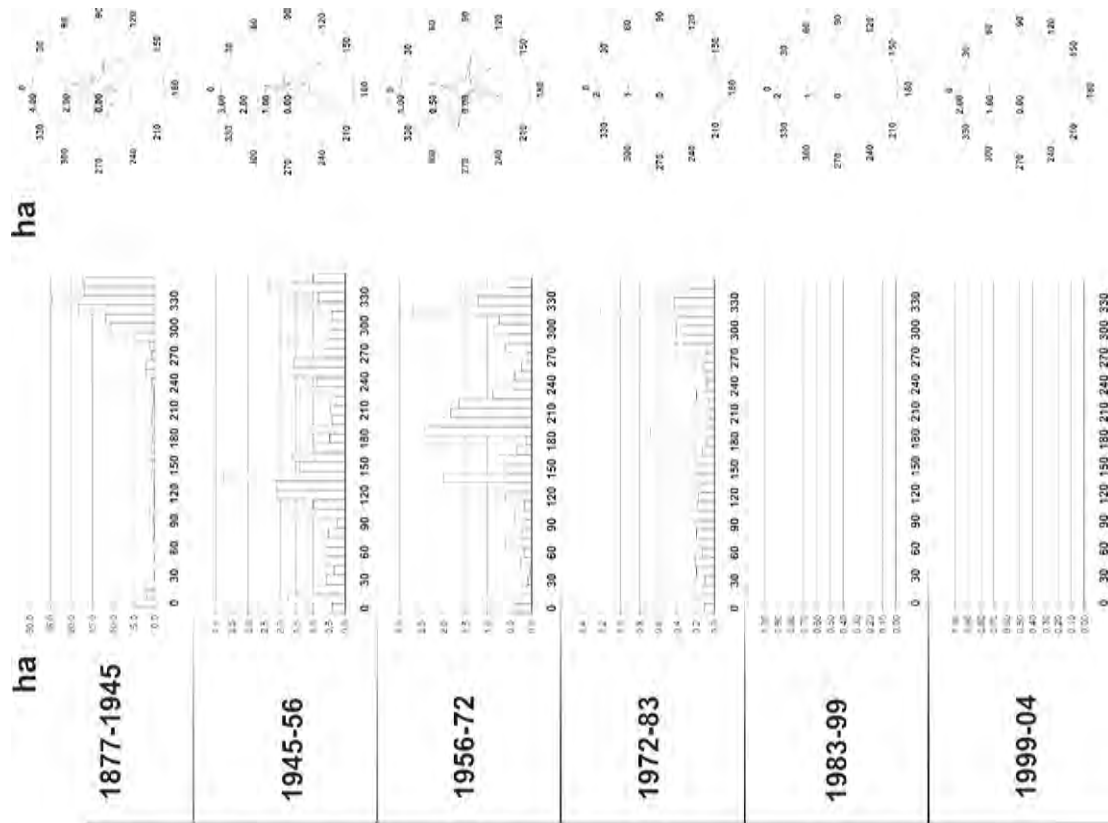
Sector T4



Apartado 9.3.2. Distancias de migración del río Tajo en los sectores T1, T2, T3 y T4, entre los años 1877-1945, 1945-1956, 1956-1972, 1972-1983, 1983-1999 y 1999-2004. Comparación de los 6 histogramas de distancias de migración del río Manzanares en un gráfico de tres ejes. X= distancias recorridas en metros, Y= intervalos temporales de cálculo y Z= frecuencia de unidades de área (píxeles).

Tajo. Orientación de la migración. Sector T1

1877-1945	1945-56	1956-72	1972-83	1983-99	1999-04	Orientación
4.43	0.41	0.37	0.11	0.00	0.00	0°
1.92	1.77	1.11	0.59	0.00	0.00	10°
2.69	1.00	0.21	0.12	0.00	0.00	20°
0.19	0.59	0.09	0.11	0.00	0.00	30°
0.03	0.34	0.04	0.19	0.00	0.00	40°
0.12	0.63	0.25	0.21	0.00	0.00	50°
0.03	0.56	0.19	0.13	0.00	0.00	60°
0.34	0.96	0.61	0.15	0.00	0.00	70°
0.12	0.53	0.22	0.19	0.00	0.00	80°
0.31	0.26	0.12	0.15	0.00	0.00	90°
1.28	1.73	0.38	0.56	0.00	0.00	100°
0.10	0.98	0.18	0.18	0.00	0.00	110°
0.11	2.09	0.60	0.18	0.00	0.00	120°
0.27	2.13	0.50	0.14	0.00	0.00	130°
0.91	3.75	2.00	0.59	0.00	0.00	140°
0.62	1.41	0.52	0.16	0.00	0.00	150°
1.92	1.62	0.82	0.22	0.00	0.00	160°
0.90	0.91	0.34	0.13	0.00	0.00	170°
0.47	0.47	0.14	0.08	0.00	0.00	180°
1.97	1.20	2.41	0.69	0.00	0.00	190°
0.69	0.43	2.33	0.08	0.00	0.00	200°
0.62	0.46	1.83	0.05	0.00	0.00	210°
0.35	0.30	1.65	0.07	0.00	0.00	220°
0.21	1.39	0.88	0.19	0.00	0.00	230°
0.65	0.90	0.41	0.09	0.00	0.00	240°
2.09	1.77	0.39	0.08	0.00	0.00	250°
2.28	1.58	0.22	0.12	0.00	0.00	260°
0.65	0.62	0.11	0.10	0.00	0.00	270°
1.25	1.74	0.61	0.59	0.00	0.00	280°
5.15	0.43	0.51	0.32	0.00	0.00	290°
10.63	0.50	0.87	0.41	0.00	0.00	300°
11.80	0.42	0.74	0.36	0.00	0.00	310°
18.36	1.78	2.71	1.22	0.00	0.00	320°
24.80	0.84	1.22	0.42	0.00	0.00	330°
16.88	2.33	1.53	0.53	0.00	0.00	340°
17.18	0.98	0.54	0.27	0.00	0.00	350°



Apartado 9.3.3. Orientación de la migración del río Tajo en el sector T1 entre los años 1945-1956, 1956-1972, 1972-1983, 1983-1999 y 1999-2004. A la izquierda la tabla de valores y a la derecha su representación en gráficos de barras verticales y diagramas polares, correspondientes a los 6 intervalos de estudio.

Tajo. Orientación de la migración. Sector T2

1877-1945	1945-56	1956-72	1972-83	1983-99	1999-04	Orientación
3.67	1.74	0.00	0.00	0.00	0.00	0°
15.95	2.98	0.01	0.00	0.00	0.00	10°
5.89	1.71	0.00	0.00	0.00	0.00	20°
2.93	1.86	0.00	0.00	0.00	0.00	30°
3.59	0.96	0.00	0.00	0.00	0.00	40°
4.78	1.56	0.00	0.00	0.00	0.00	50°
0.85	0.66	0.00	0.00	0.00	0.00	60°
1.55	0.58	0.00	0.00	0.00	0.00	70°
2.72	0.46	0.00	0.00	0.00	0.00	80°
2.38	0.37	0.00	0.00	0.00	0.00	90°
3.59	1.65	0.00	0.00	0.00	0.00	100°
3.58	0.69	0.00	0.00	0.00	0.00	110°
4.41	0.43	0.00	0.00	0.00	0.00	120°
1.60	0.32	0.00	0.00	0.00	0.00	130°
2.40	1.19	0.00	0.00	0.00	0.00	140°
1.26	0.49	0.00	0.00	0.00	0.00	150°
1.77	0.93	0.00	0.00	0.00	0.00	160°
3.20	0.94	0.00	0.00	0.00	0.00	170°
2.29	0.45	0.00	0.00	0.00	0.00	180°
4.71	2.29	0.00	0.00	0.00	0.00	190°
4.55	0.60	0.00	0.00	0.00	0.00	200°
5.75	0.49	0.00	0.00	0.00	0.00	210°
2.55	0.36	0.00	0.00	0.00	0.00	220°
5.05	1.58	0.00	0.00	0.00	0.00	230°
5.55	1.08	0.00	0.00	0.00	0.00	240°
12.17	1.66	0.00	0.00	0.00	0.00	250°
12.23	0.80	0.00	0.00	0.00	0.00	260°
5.51	0.59	0.00	0.00	0.00	0.00	270°
12.76	3.91	0.01	0.00	0.00	0.00	280°
9.29	1.37	0.00	0.00	0.00	0.00	290°
12.14	2.05	0.00	0.00	0.00	0.00	300°
9.08	1.32	0.00	0.00	0.00	0.00	310°
9.08	4.28	0.00	0.00	0.00	0.00	320°
7.65	3.67	0.00	0.00	0.00	0.00	330°
11.17	3.34	0.00	0.00	0.00	0.00	340°
8.44	4.48	0.00	0.00	0.00	0.00	350°

ha

1877-1945



1945-56



1956-72



1972-83

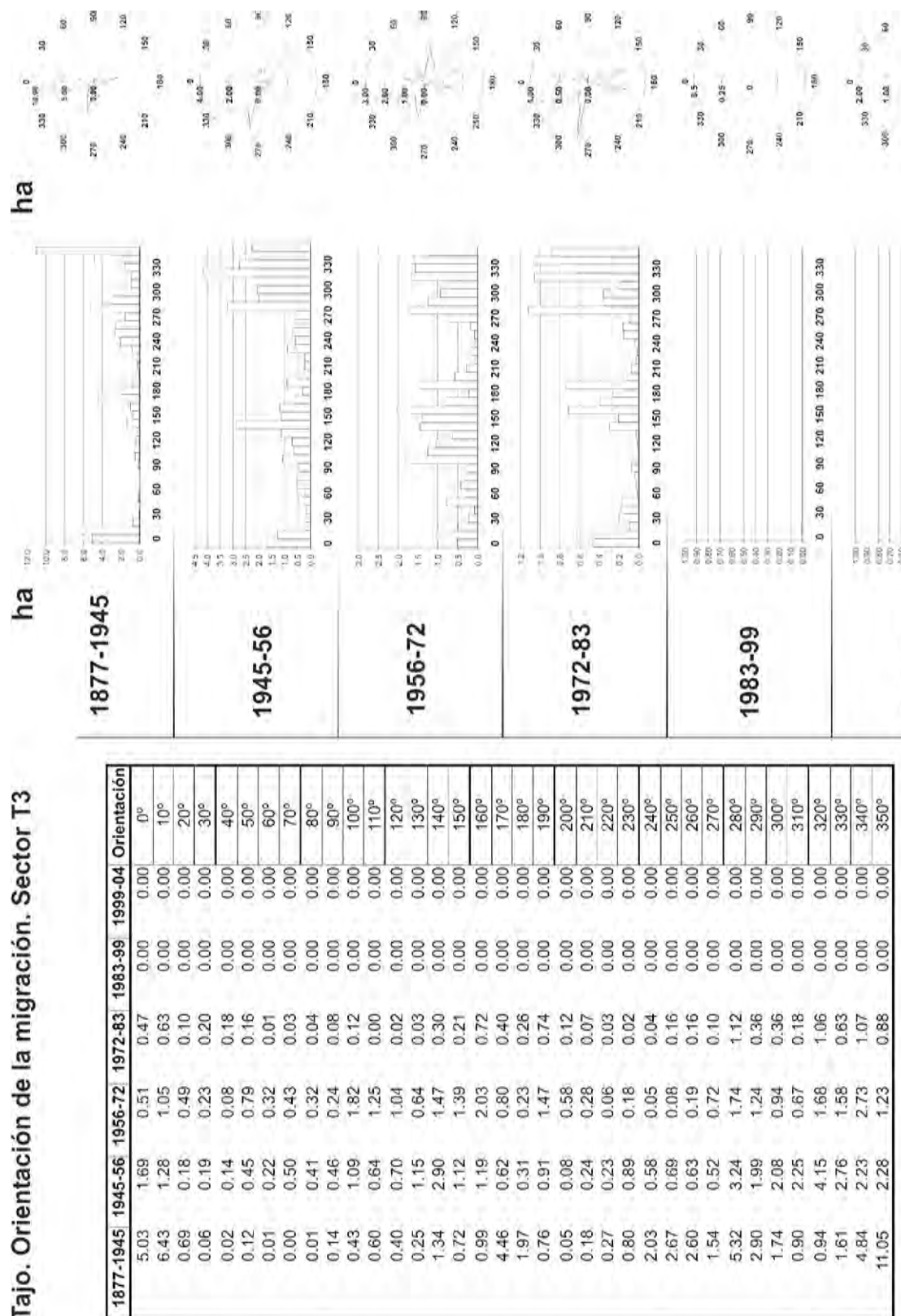


1983-99



Apartado 9.3.4. Orientación de la migración del río Tajo en el sector T2 entre los años 1945-1956, 1956-1972, 1972-1983, 1983-1999 y 1999-2004. A la izquierda la tabla de valores y a la derecha su representación en gráficos de barras verticales y diagramas polares, correspondientes a los 6 intervalos de estudio.

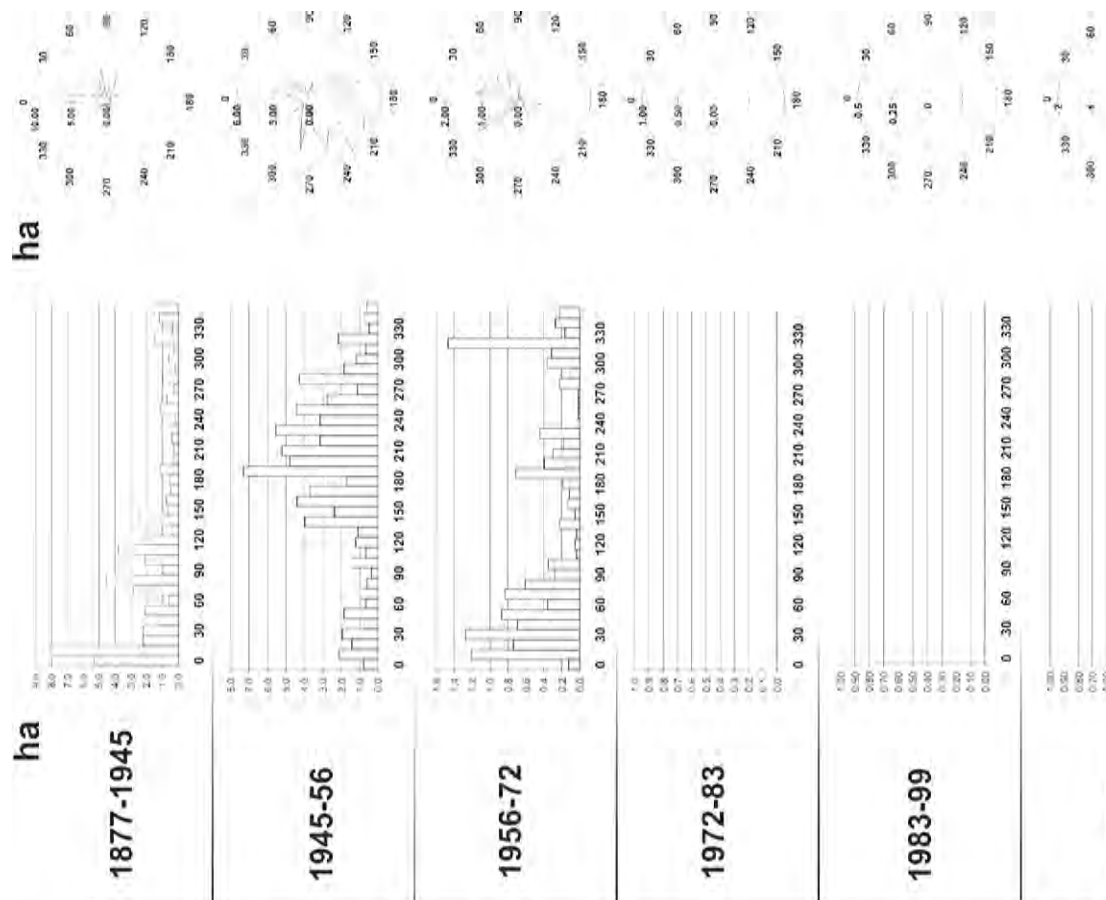
Tajo. Orientación de la migración. Sector T3



Apartado 9.3.5. Orientación de la migración del río Tajo en el sector T3 entre los años 1945-1956, 1956-1972, 1972-1983, 1983-1999 y 1999-2004. A la izquierda la tabla de valores y a la derecha su representación en gráficos de barras verticales y diagramas polares, correspondientes a los 6 intervalos de estudio.

Tajo. Orientación de la migración. Sector T4

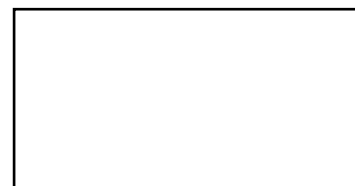
1877-1945	1945-56	1956-72	1972-83	1983-99	1999-04	Orientación
5.32	0.79	0.12	0.00	0.00	0.00	0°
8.06	2.13	1.21	0.00	0.00	0.00	10°
2.23	1.42	0.74	0.00	0.00	0.00	20°
2.22	1.94	1.27	0.00	0.00	0.00	30°
1.30	0.76	0.70	0.00	0.00	0.00	40°
2.11	1.83	0.87	0.00	0.00	0.00	50°
0.62	0.67	0.36	0.00	0.00	0.00	60°
2.85	0.93	0.84	0.00	0.00	0.00	70°
4.55	0.61	0.61	0.00	0.00	0.00	80°
0.94	0.33	0.28	0.00	0.00	0.00	90°
2.10	1.48	0.35	0.00	0.00	0.00	100°
3.81	0.67	0.04	0.00	0.00	0.00	110°
2.14	1.22	0.05	0.00	0.00	0.00	120°
0.43	1.09	0.03	0.00	0.00	0.00	130°
2.52	3.95	0.22	0.00	0.00	0.00	140°
0.63	2.38	0.05	0.00	0.00	0.00	150°
0.77	4.38	0.13	0.00	0.00	0.00	160°
0.49	3.68	0.11	0.00	0.00	0.00	170°
0.56	1.71	0.19	0.00	0.00	0.00	180°
1.17	7.31	0.71	0.00	0.00	0.00	190°
0.24	4.77	0.40	0.00	0.00	0.00	200°
0.29	5.20	0.30	0.00	0.00	0.00	210°
0.39	3.14	0.18	0.00	0.00	0.00	220°
1.03	5.57	0.45	0.00	0.00	0.00	230°
0.22	3.13	0.02	0.00	0.00	0.00	240°
1.12	4.42	0.01	0.00	0.00	0.00	250°
0.72	2.74	0.01	0.00	0.00	0.00	260°
0.28	1.10	0.01	0.00	0.00	0.00	270°
1.00	4.27	0.22	0.00	0.00	0.00	280°
0.21	1.84	0.11	0.00	0.00	0.00	290°
0.60	1.19	0.36	0.00	0.00	0.00	300°
0.29	0.66	0.32	0.00	0.00	0.00	310°
1.50	2.14	1.47	0.00	0.00	0.00	320°
0.35	0.48	0.17	0.00	0.00	0.00	330°
1.22	0.78	0.27	0.00	0.00	0.00	340°
1.77	0.64	0.22	0.00	0.00	0.00	350°



Apartado 9.3.6. Orientación de la migración del río Tajo en el sector T4 entre los años 1945-1956, 1956-1972, 1972-1983, 1983-1999 y 1999-2004. A la izquierda la tabla de valores y a la derecha su representación en gráficos de barras verticales y diagramas polares, correspondientes a los 6 intervalos de estudio.

Capítulo 10.

Geomorfología y usos del suelo de las llanuras aluviales



Contenido:

Tabla 10.1. Llanura aluvial del río Manzanares. Extensión (ha) de cada una de las unidades de la geomorfología fluvial y usos del suelo cartografiados sobre las ortofotos de los años 1945, 1956, 1972, 1983, 1999 y 2004.

Tabla 10.2. Llanura aluvial del río Jarama. Extensión (ha) de cada una de las unidades de la geomorfología fluvial, usos del suelo y zonas mineras cartografiados sobre las ortofotos de los años 1945, 1956, 1972, 1983, 1999 y 2004.

Tabla 10.3. Llanura aluvial del río Tajo. Extensión (ha) de cada una de las unidades de la geomorfología fluvial, usos del suelo y zonas mineras cartografiados sobre las ortofotos de los años 1945, 1956, 1972, 1983, 1999 y 2004.

Llanura aluvial del río Manzanares (ha)

Código	Nombre	1945	1956	1972	1983	1999	2004
Geomorfología fluvial							
103	Río Manzanares	77	71	72	67	68	68
2	Canal secundario	41	12	2	4	10	10
3	Barras activas	33	45	18	21	31	32
4	Lóbulos de derrame	81	45	15	18	0	0
5	Barras vegetadas	515	529	78	36	96	41
6	Meandros abandonados					0.5	0.5
7	Diques artificiales	0	0	0	6101	8248	41690
Usos del suelo							
30	Regadío	21	27	41	55	60	71
31	Pasto		40	540	542	478	533
33	Urbano				1	2	2
34	Industrial				25	25	25

Tabla 10.1. Llanura aluvial del río Manzanares. Extensión (ha) de cada una de las unidades de la geomorfología fluvial y usos del suelo cartografiados sobre las ortofotos de los años 1945, 1956, 1972, 1983, 1999 y 2004.

Llanura aluvial del río Jarama (ha)

Código	Nombre	1945	1956	1972	1983	1999	2004
Geomorfología fluvial							
101-102	Río Jarama	393	439	457	365	325	239
2	Canal secundario	249	95	24	14	9	20
3	Barras activas	626	464	271	110	133	134
4	Depósitos de derrame	191	142	67	22		
5	Barras vegetadas	883	1001	773	547	345	343
6	Meandros abandonados	239	193	19	12		
Minería							
7	Diques artificiales	0	0	19039	43648	72035	75349
10	Área activa indeterminada			122	251	328	136
11	Extracción en seco		2	7	50		134
12	Extracción bajo lámina de agua		0	55	179	110	166
13	Zona de tratamiento			1	7	13	22
14	Zona de almacén de árido			4	13	33	45
15	Balsa de decantación			3	38	56	47
16	Escombrera			18	91	119	200
17	Hueco abandonado				11	147	187
18	Laguna abandonada			3	14	238	161
19	Laguna colmatada					19	23
Subtotal minería activa en seco		0	2	134	321	374	337
Subtotal minería activa en húmedo		0	0	59	217	165	213
Subtotal minería activa		0	2	192	538	539	549
Subtotal minería abandonada, en seco		0	0	18	101	266	387
Abandonado húmedo		0	0	3	14	257	184
Minería abandonada		0	0	20	115	523	571
Zonas mineras restauradas							
20	Agrícola de regadío					285	259
21	Agrícola de secano					35	98
22	Relleno escombros				12	118	127
23	Urbanización					26	30
24	Reforestación					16	17
25	Recreativo					46	46
26	Laguna recreativa					20	80
27	Ganadería					31	35
Usos del suelo							
30	Regadío	5513	5964	6416	6364	5908	5392
31	Pasto	13		6	53	53	565
32	Secano	238			35	35	35
33	Urbano	5		49	81	81	81
34	Industrial			14	87	87	87

Tabla 10.2. Llanura aluvial del río Jarama. Extensión (ha) de cada una de las unidades de la geomorfología fluvial, usos del suelo y zonas mineras cartografiados sobre las ortofotos de los años 1945, 1956, 1972, 1983, 1999 y 2004.

Llanura aluvial del río Jarama (ha)

Código	Nombre	1945	1956	1972	1983	1999	2004
Geomorfología fluvial							
101-102	Río Jarama	393	439	457	365	325	239
2	Canal secundario	249	95	24	14	9	20
3	Barras activas	626	464	271	110	133	134
4	Depósitos de derrame	191	142	67	22		
5	Barras vegetadas	883	1001	773	547	345	343
6	Meandros abandonados	239	193	19	12		
Minería							
7	Diques artificiales	0	0	19039	43648	72035	75349
10	Área activa indeterminada			122	251	328	136
11	Extracción en seco		2	7	50		134
12	Extracción bajo lámina de agua		0	55	179	110	166
13	Zona de tratamiento			1	7	13	22
14	Zona de almacén de árido			4	13	33	45
15	Balsa de decantación			3	38	56	47
16	Escombrera			18	91	119	200
17	Hueco abandonado				11	147	187
18	Laguna abandonada			3	14	238	161
19	Laguna colmatada					19	23
Subtotal minería activa en seco		0	2	134	321	374	337
Subtotal minería activa en húmedo		0	0	59	217	165	213
Subtotal minería activa		0	2	192	538	539	549
Subtotal minería abandonada, en seco		0	0	18	101	266	387
Abandonado húmedo		0	0	3	14	257	184
Minería abandonada		0	0	20	115	523	571
Zonas mineras restauradas							
20	Agrícola de regadío					285	259
21	Agrícola de secano					35	98
22	Relleno escombros				12	118	127
23	Urbanización					26	30
24	Reforestación					16	17
25	Recreativo					46	46
26	Laguna recreativa					20	80
27	Ganadería					31	35
Usos del suelo							
30	Regadío	5513	5964	6416	6364	5908	5392
31	Pasto	13		6	53	53	565
32	Secano	238			35	35	35
33	Urbano	5		49	81	81	81
34	Industrial			14	87	87	87

Tabla 10.3. Llanura aluvial del río Tajo. Extensión (ha) de cada una de las unidades de la geomorfología fluvial, usos del suelo y zonas mineras cartografiados sobre las ortofotos de los años 1945, 1956, 1972, 1983, 1999 y 2004.

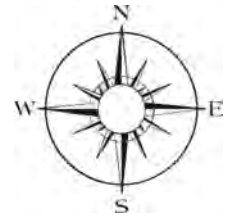
Anexo II



Mapas

Capítulos 3,7,8 y 10

Anexo II



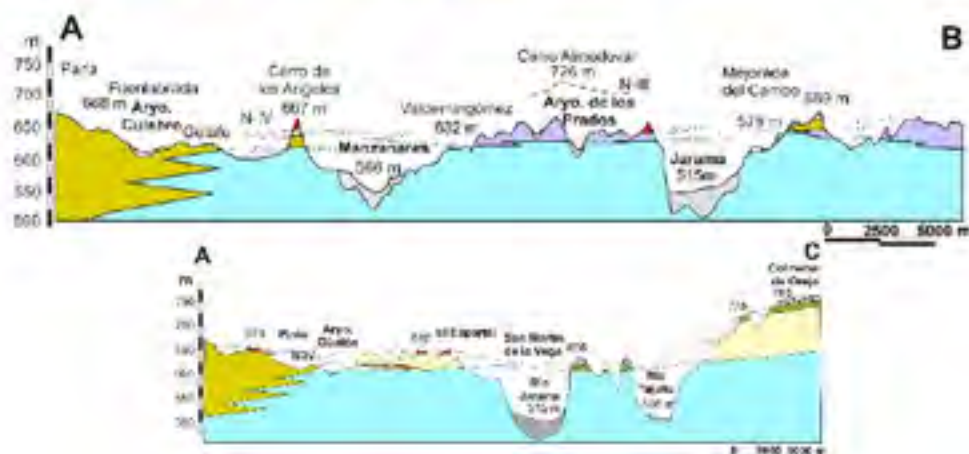
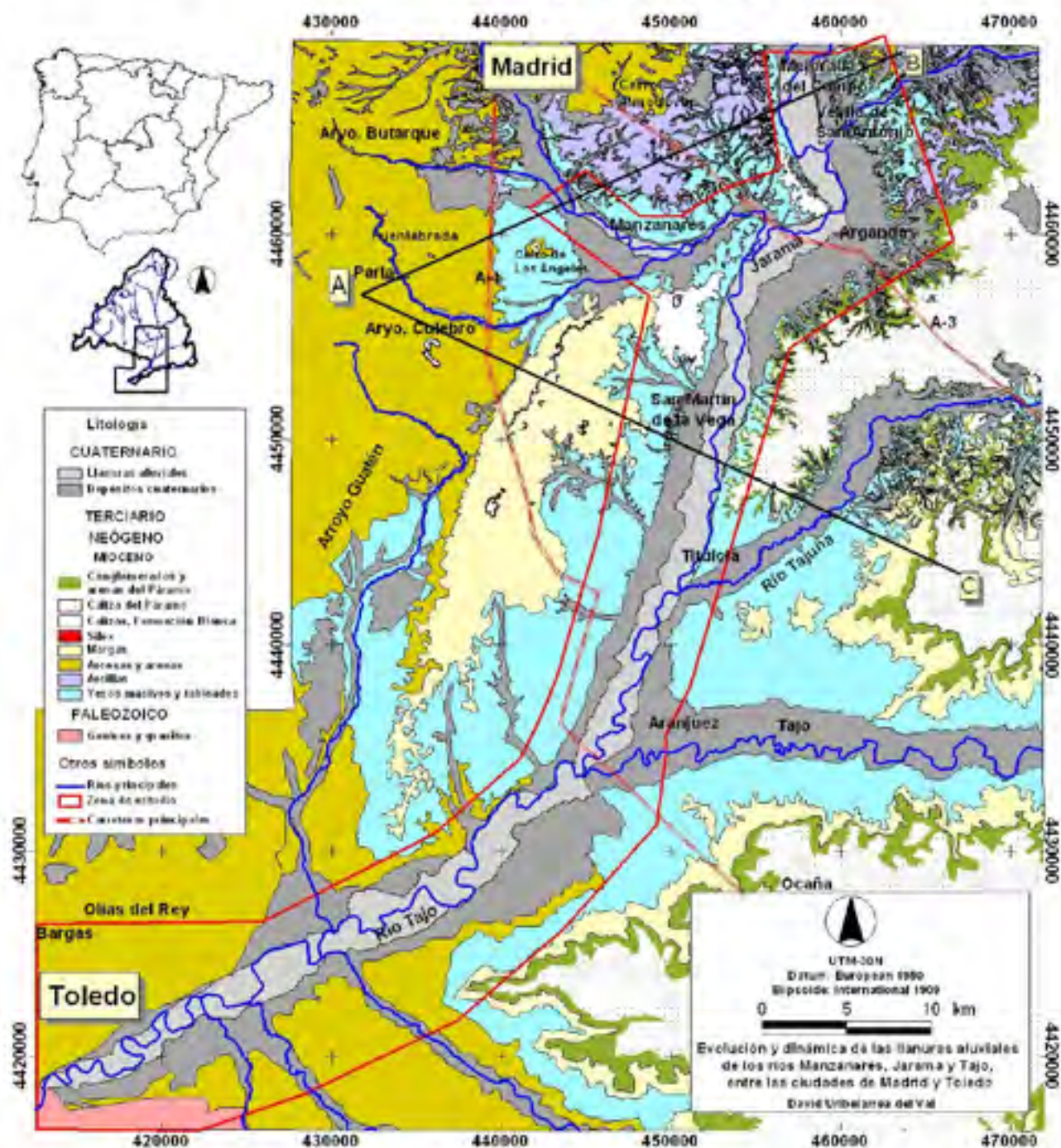
Mapas



Mapa 3.1. Mapa litológico de la zona de estudio. **Figura 3.1** en texto.

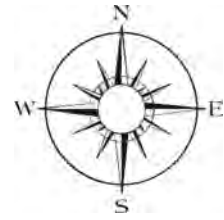
Mapa 3.1

Mapa Litológico



Mapa 3.1. Mapa litológico de la zona de estudio. Figura 3.1 en texto.

Anexo II



Mapas

Capítulo 7 Terrazas pleistocenas

Mapa 7.1. Mapa de terrazas pleistocenas de los ríos Manzanares, Jarama y Tajo entre las ciudades de Madrid y Toledo. Ubicación de los 9 perfiles transversales realizados dentro de la zona de estudio. **Figura 7.2** en texto

Mapa 7.2. Distribución de los sistemas de terrazas climáticas escalonadas y terrazas complejas en los ríos Manzanares, Jarama y Tajo, sobre los sustratos siliciclástico y evaporítico en la zona. **Figuras 7.3 y 7.18** en texto.

Mapa 7.1

Terrazas pleistocenas de los ríos Manzanares, Jarama y Tajo entre Madrid y Toledo

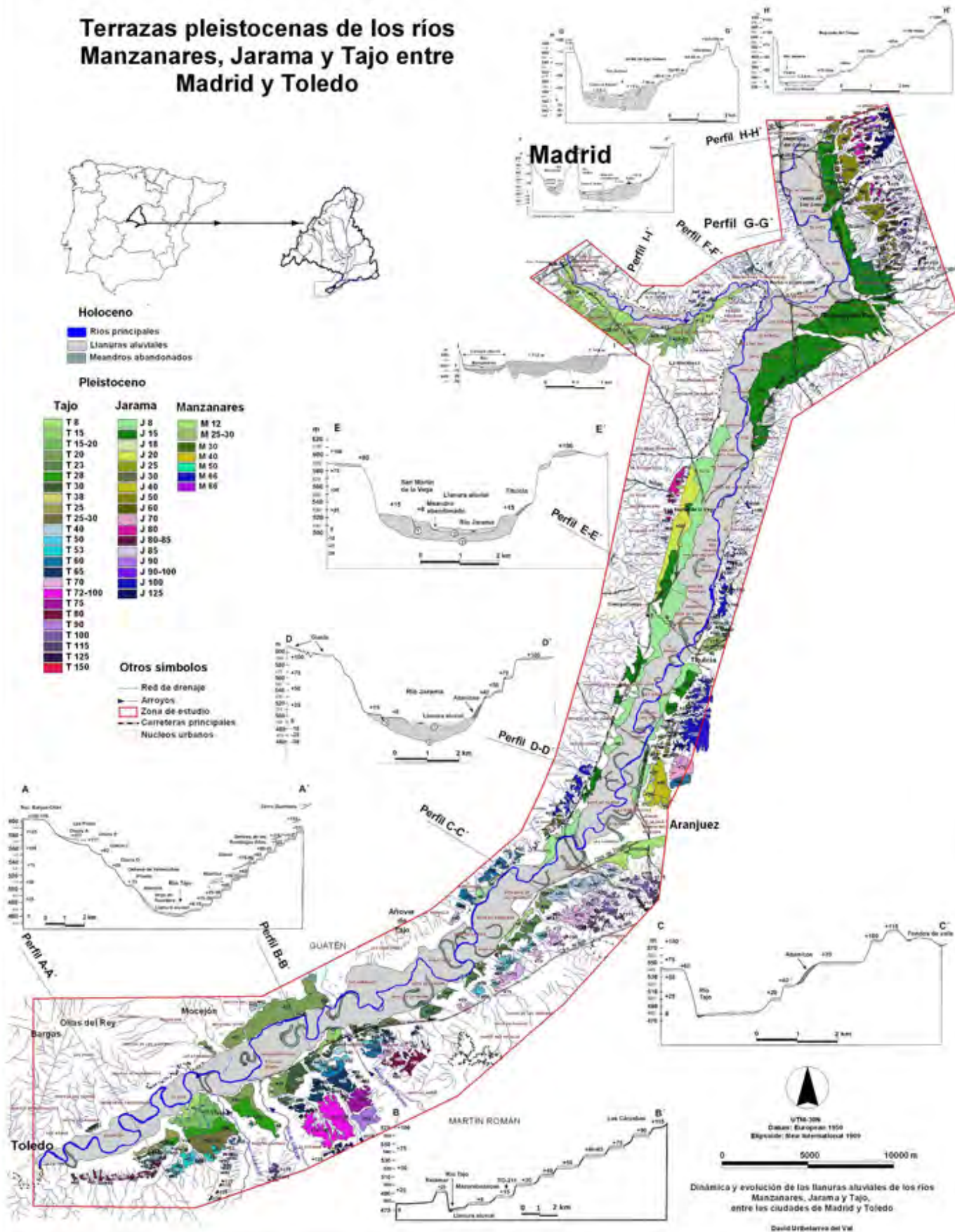
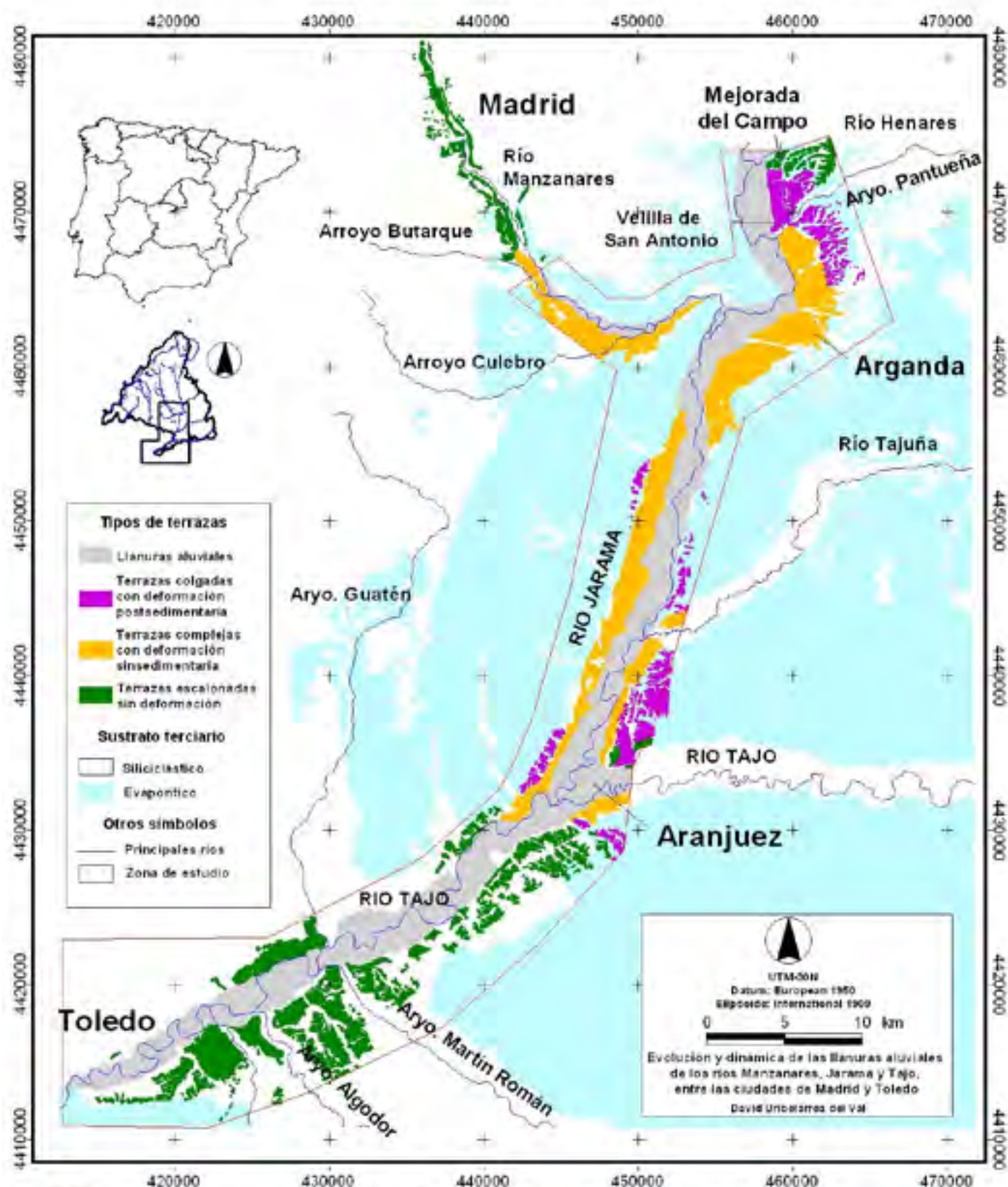


Figura 7.1. Mapa de temáticas pleistocenas de los ríos Manzanares, Jarama y Tago entre las ciudades de Madrid y Toledo. Ubicación de los 4 peñiles transversales realizados dentro de la zona de estudio. Figura 7.2 en texto.

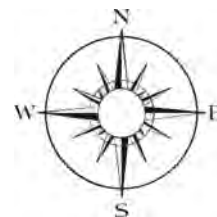
Mapa 7.2

Tipos de terrazas pleistocenas en los ríos Manzanares, Jarama y Tajo entre las ciudades de Madrid y Toledo



Mapa 7.2. Distribución de los sistemas de terrazas climáticas escalonadas y terrazas complejas en los ríos Manzanares, Jarama y Tajo, sobre los sustratos siliciclástico y evaporítico en la zona. Figuras 7.3 y 7.18 en texto.

Anexo II



Mapas

Capítulo 8 Geometría de los cauces

Mapa 8.1. Cartografía de los arcos de meandro activos del río Manzanares en los años 1877, 1945, 1956, 1972, 1983, 1999 y 2004. **Figura 8.10** en texto.

Mapa 8.2. Cartografía de los arcos de meandro abandonados y activos del río Jarama en los años 1877, 1945, 1956, 1972, 1983, 1999 y 2004. **Figura 8.11** en texto.

Mapa 8.3. Cartografía de los arcos de meandro abandonados y activos del río Tajo en los años 1823, 1877, 1945, 1956, 1972, 1983, 1999 y 2004. **Figura 8.17** en texto.

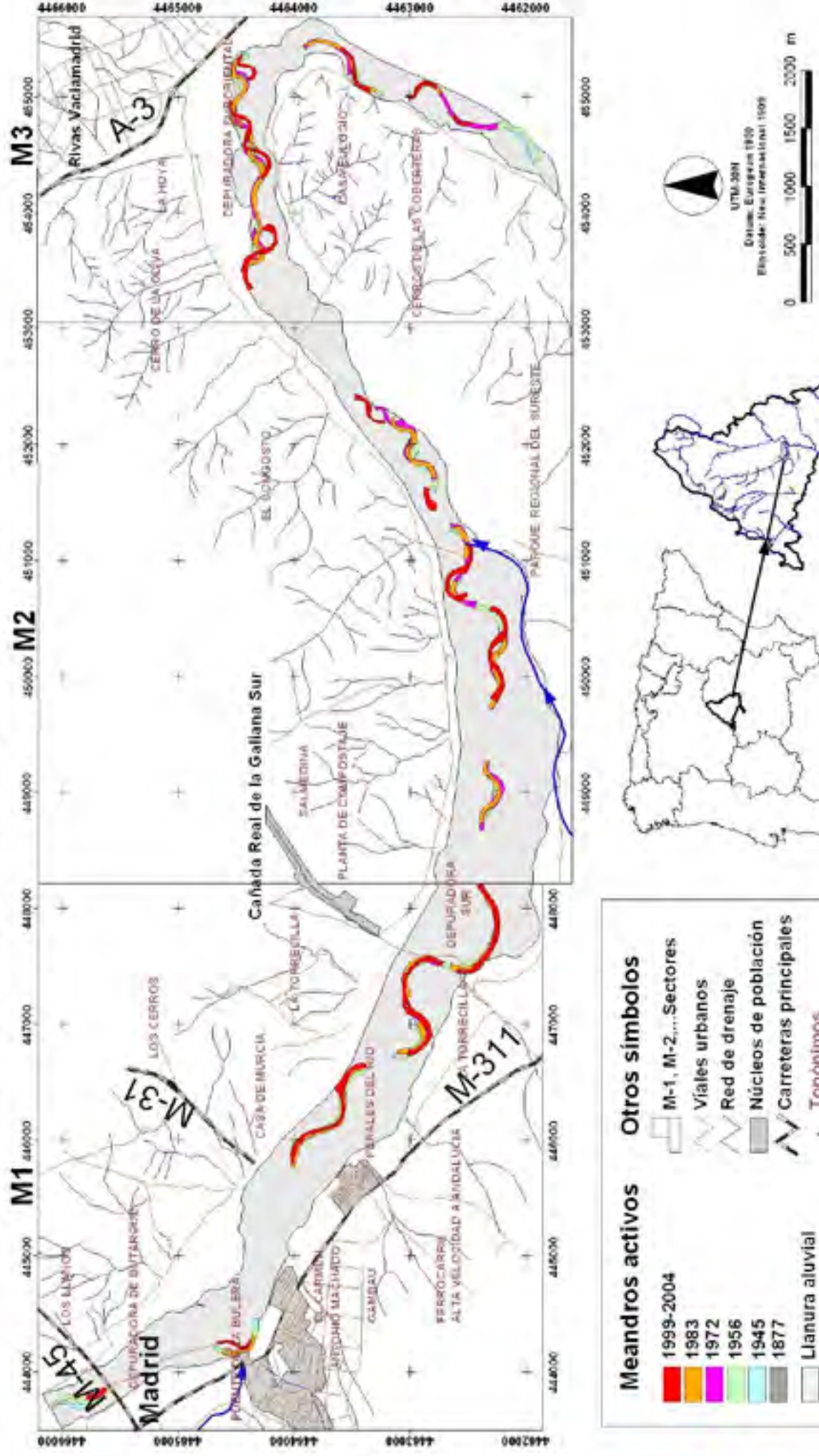
Mapa 8.4. Superposición del cauce del río Manzanares en los años 1877, 1945, 1956, 1972, 1983, 1999 y 2004. **Figura 8.33** en texto.

Mapa 8.5. Superposición del cauce del río Jarama en los años 1877, 1945, 1956, 1972, 1983, 1999 y 2004. **Figura 8.35** en texto.

Mapa 8.6. Superposición del cauce del río Tajo en los años 1823, 1877, 1945, 1956, 1972, 1983, 1999 y 2004. **Figura 8.37** en texto.

Mapa 8.1

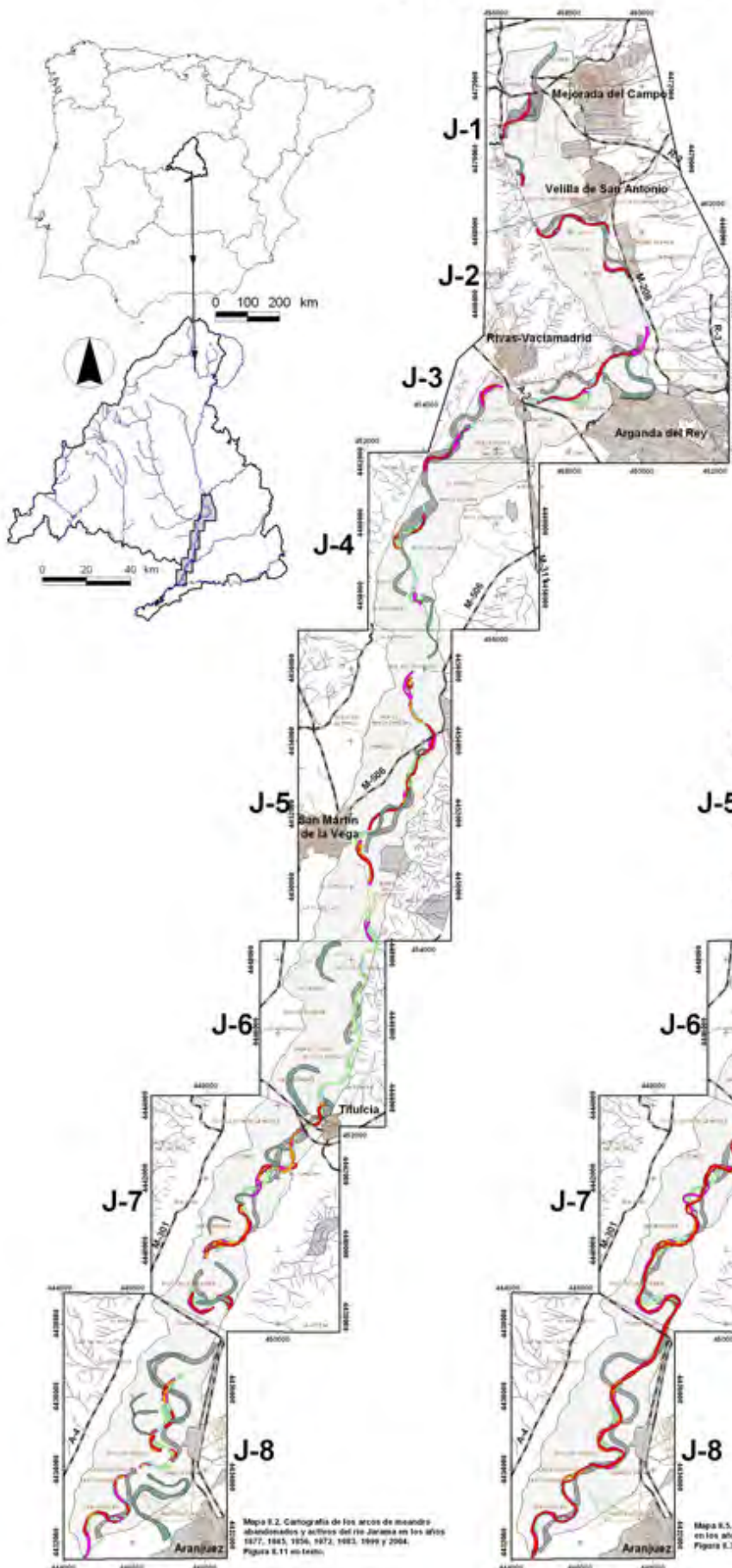
Meandros del río Manzanares 1877-2004



Mapa 8.1. Cartografía de los arcos de meandro activos del río Manzanares en los años 1877, 1945, 1950, 1972, 1983, 1999 y 2004. Figura 8.10 en texto.

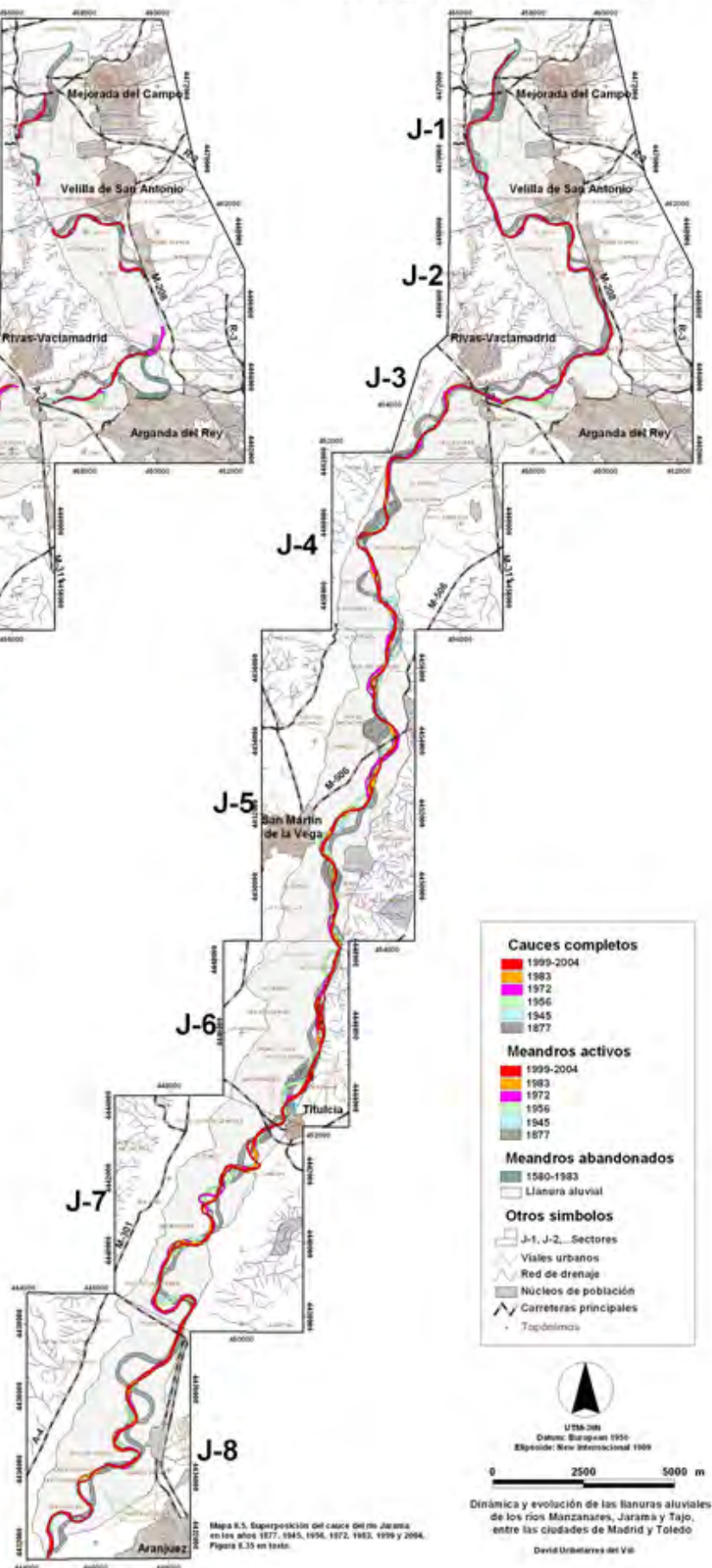
Mapa 8.2

Meandros del río Jarama 1877-2004



Mapa 8.5

Cauces del río Jarama 1877-2004



UTM-28N
Datum: European 1950
Elipeide: New International 1959

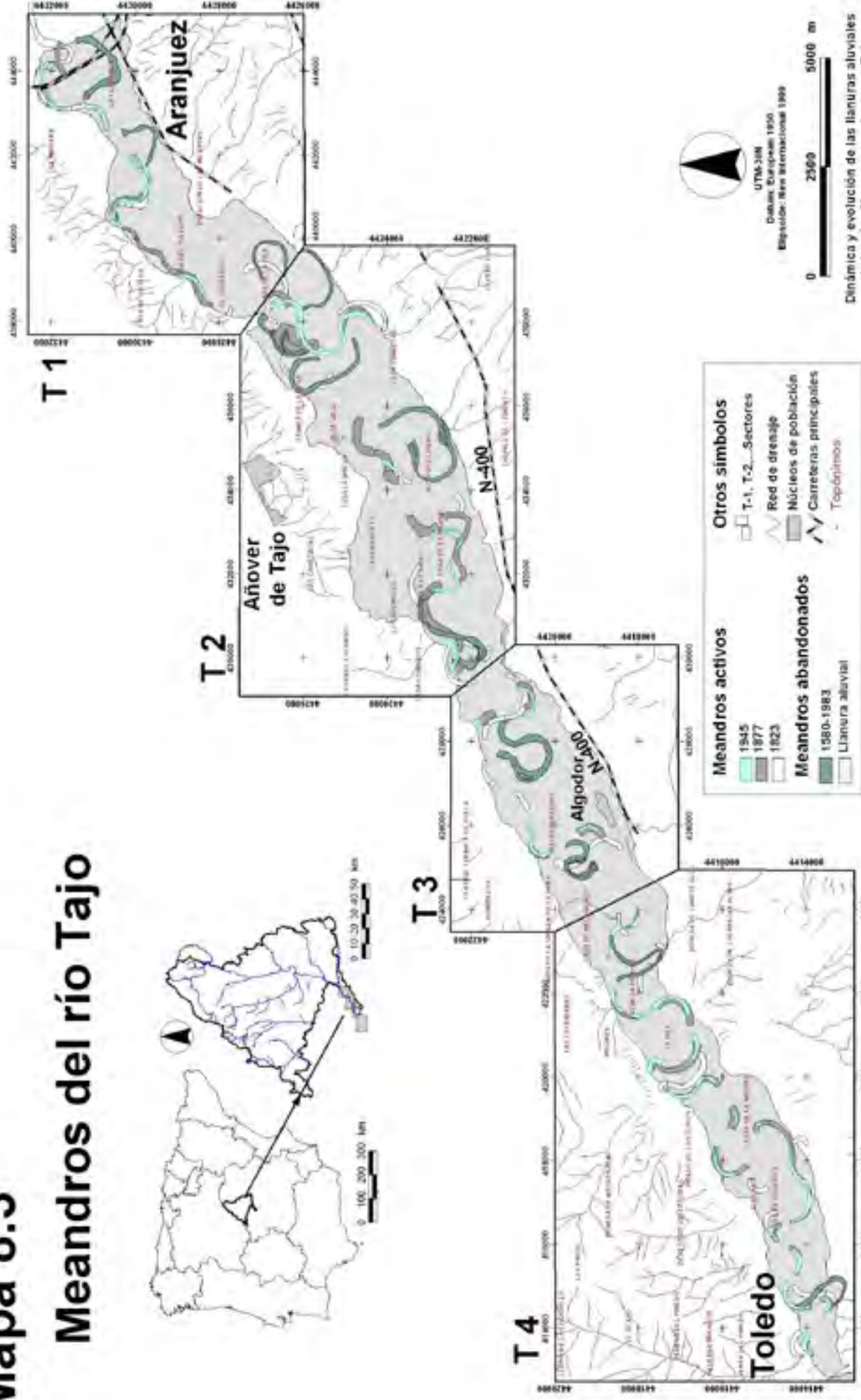
0 2500 5000 m

Dinámica y evolución de las llanuras aluviales de los ríos Manzanares, Jarama y Tago, entre las ciudades de Madrid y Toledo

David Urbaniarres del Val

Mapa 8.3

Meandros del río Tajo

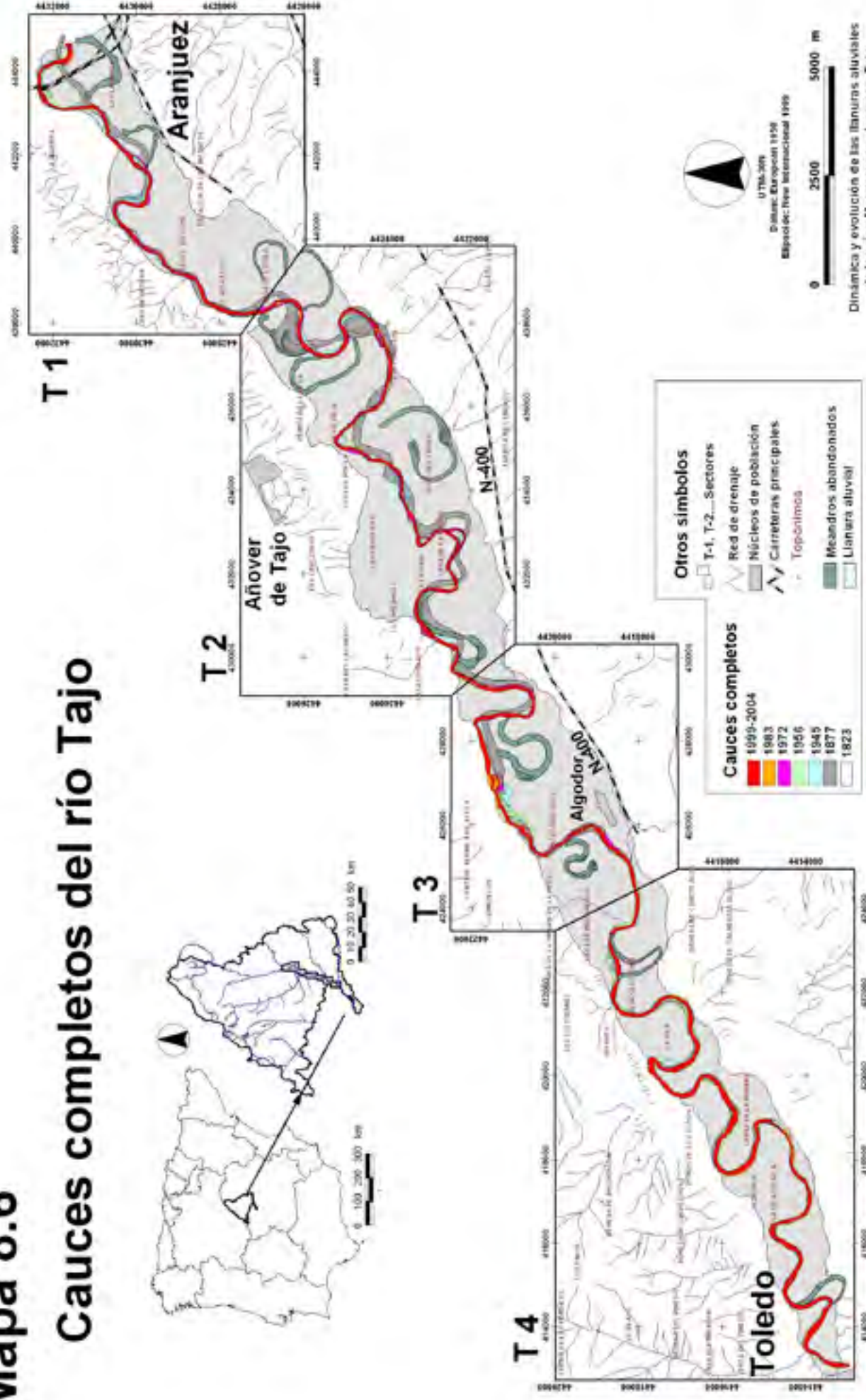


Dinámica y evolución de las llanuras aluviales de los ríos Manzanares, Jarama y Tago, entre las ciudades de Madrid y Toledo

David Urbelama del Val

Mapa 8.6

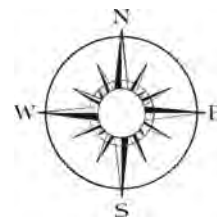
Cauces completos del río Tajo



Dinámica y evolución de las llanuras aluviales de los ríos Manzanares, Jarama y Tago, entre las ciudades de Madrid y Toledo

Daniel Gilián-Carrión del Val

Anexo II



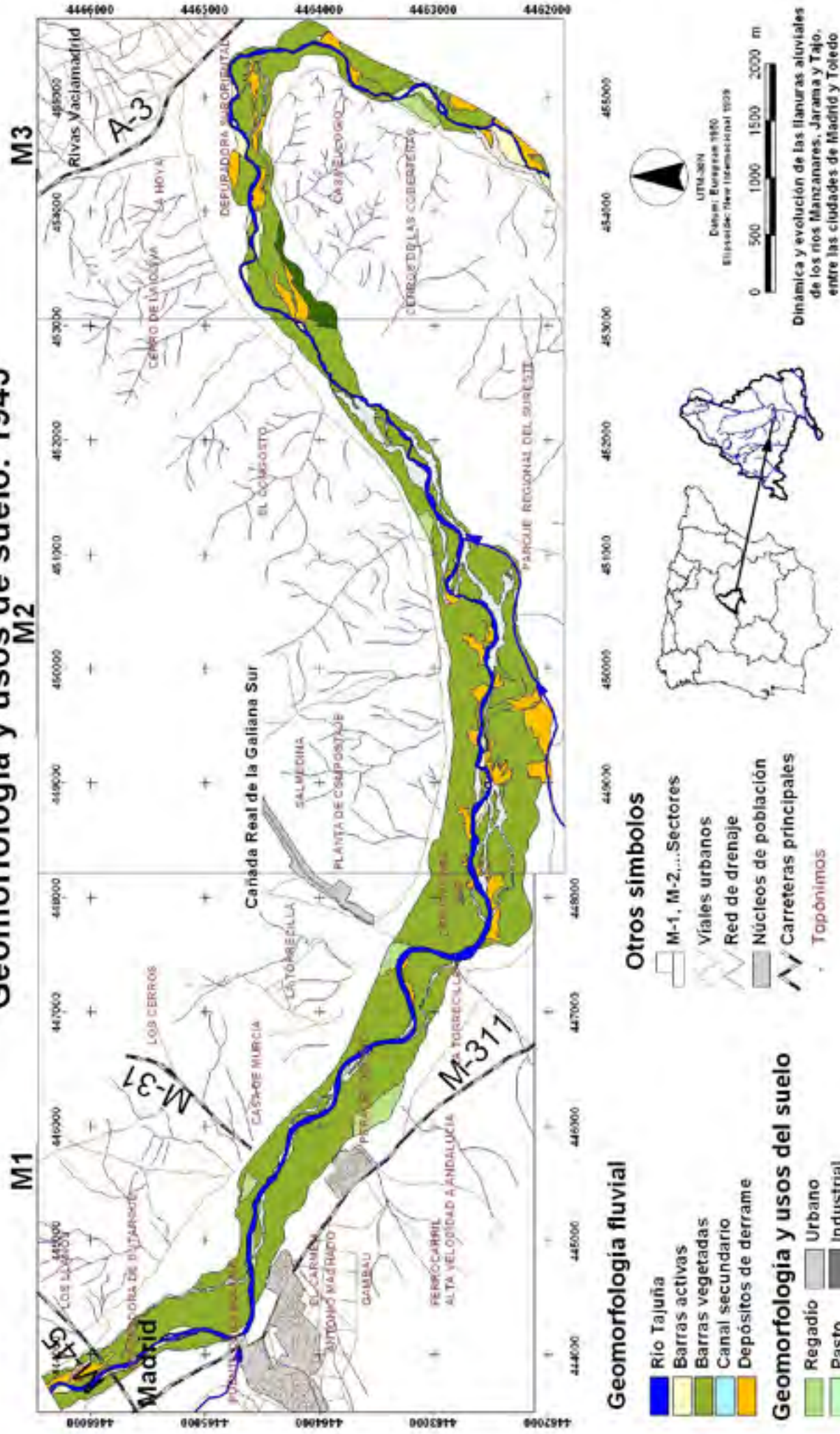
Mapas

Capítulo 10 Geomorfología de las llanuras aluviales

- Mapa 10.1.** Llanura aluvial del río Manzanares en el año 1945. Geomorfología y principales usos del suelo.
- Mapa 10.2.** Llanura aluvial del río Manzanares en el año 1956. Geomorfología y principales usos del suelo.
- Mapa 10.3.** Llanura aluvial del río Manzanares en el año 1972. Geomorfología y principales usos del suelo.
- Mapa 10.4.** Llanura aluvial del río Manzanares en el año 1983. Geomorfología y principales usos del suelo.
- Mapa 10.5.** Llanura aluvial del río Manzanares en el año 1999. Geomorfología y principales usos del suelo.
- Mapa 10.6.** Llanura aluvial del río Manzanares en el año 2004. Geomorfología y principales usos del suelo.
- Mapa 10.7.** Llanura aluvial del río Jarama en el año 1945. Geomorfología y principales usos del suelo.
- Mapa 10.8.** Llanura aluvial del río Jarama en el año 1956. Geomorfología y principales usos del suelo.
- Mapa 10.9.** Llanura aluvial del río Jarama en el año 1972. Geomorfología, principales usos del suelo y zonas mineras.
- Mapa 10.11.** Llanura aluvial del río Jarama en el año 1999. Geomorfología, principales usos del suelo y zonas mineras.
- Mapa 10.12.** Llanura aluvial del río Jarama en el año 2004. Geomorfología, principales usos del suelo y zonas mineras.
- Mapa 10.13.** Llanura aluvial del río Tajo en el año 1945. Geomorfología y principales usos del suelo.
- Mapa 10.14.** Llanura aluvial del río Tajo en el año 1956. Geomorfología y principales usos del suelo.
- Mapa 10.15.** Llanura aluvial del río Tajo en el año 1972. Geomorfología y principales usos del suelo.

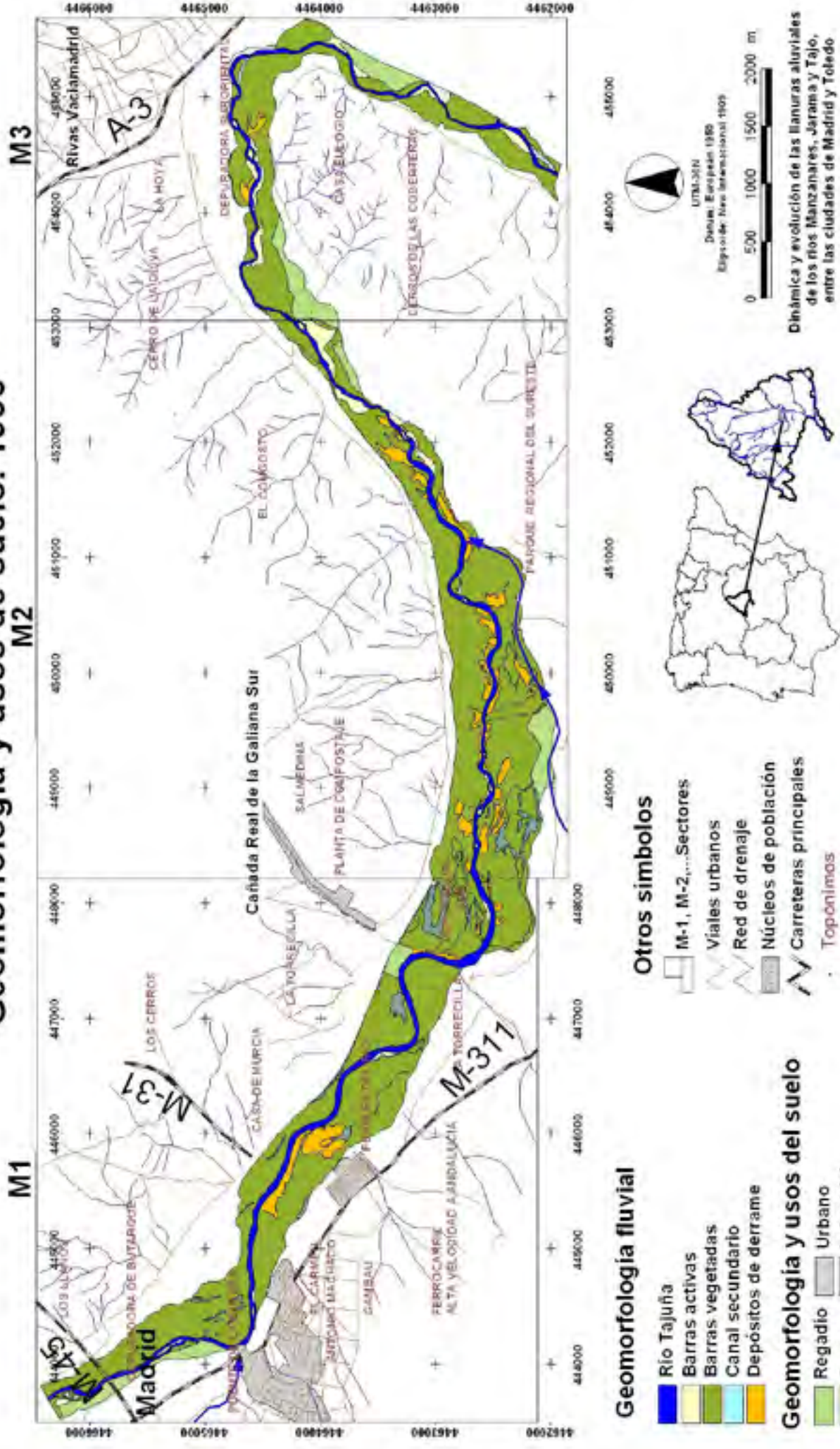
Mapa 10.1

Llanura aluvial del río Manzanares. Geomorfología y usos de suelo. 1945



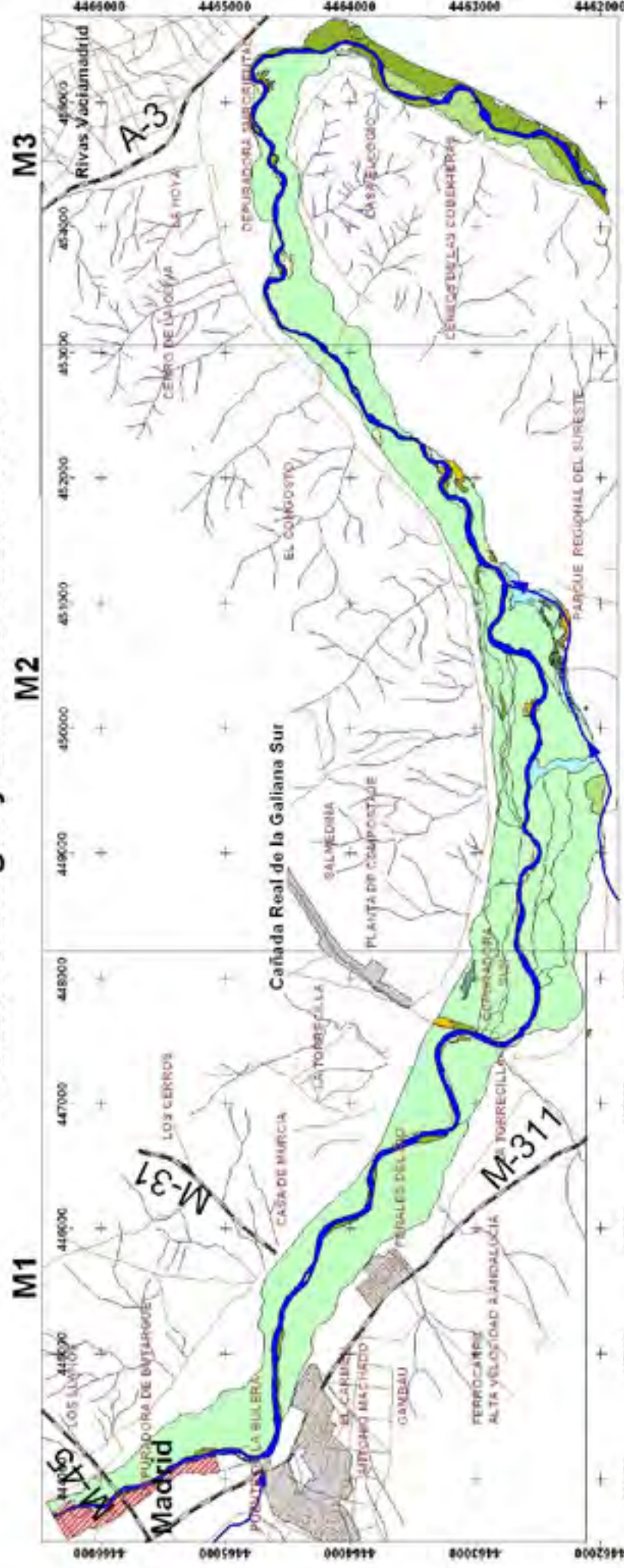
Mapa 10.2

Llanura aluvial del río Manzanares. Geomorfología y usos de suelo. 1956



Mapa 10.3

Llanura aluvial del río Manzanares. Geomorfología y usos de suelo. 1972



Geomorfología fluvial

- Rio Tajuña
- Barras activas
- Barras vegetadas
- Canal secundario
- Depósitos de derrame

Geomorfología y usos del suelo

- Regadío
- Pasto
- Urbano
- Industrial

Otros símbolos

- M-1, M-2... Sectores
- Viales urbanos
- Red de drenaje
- Núcleos de población
- Carreteras principales
- Topónimos

Zona minera

- Minería activa indeterminada



Datums: European 1950
Espanola: New International 1989

0 500 1000 1500 2000 m

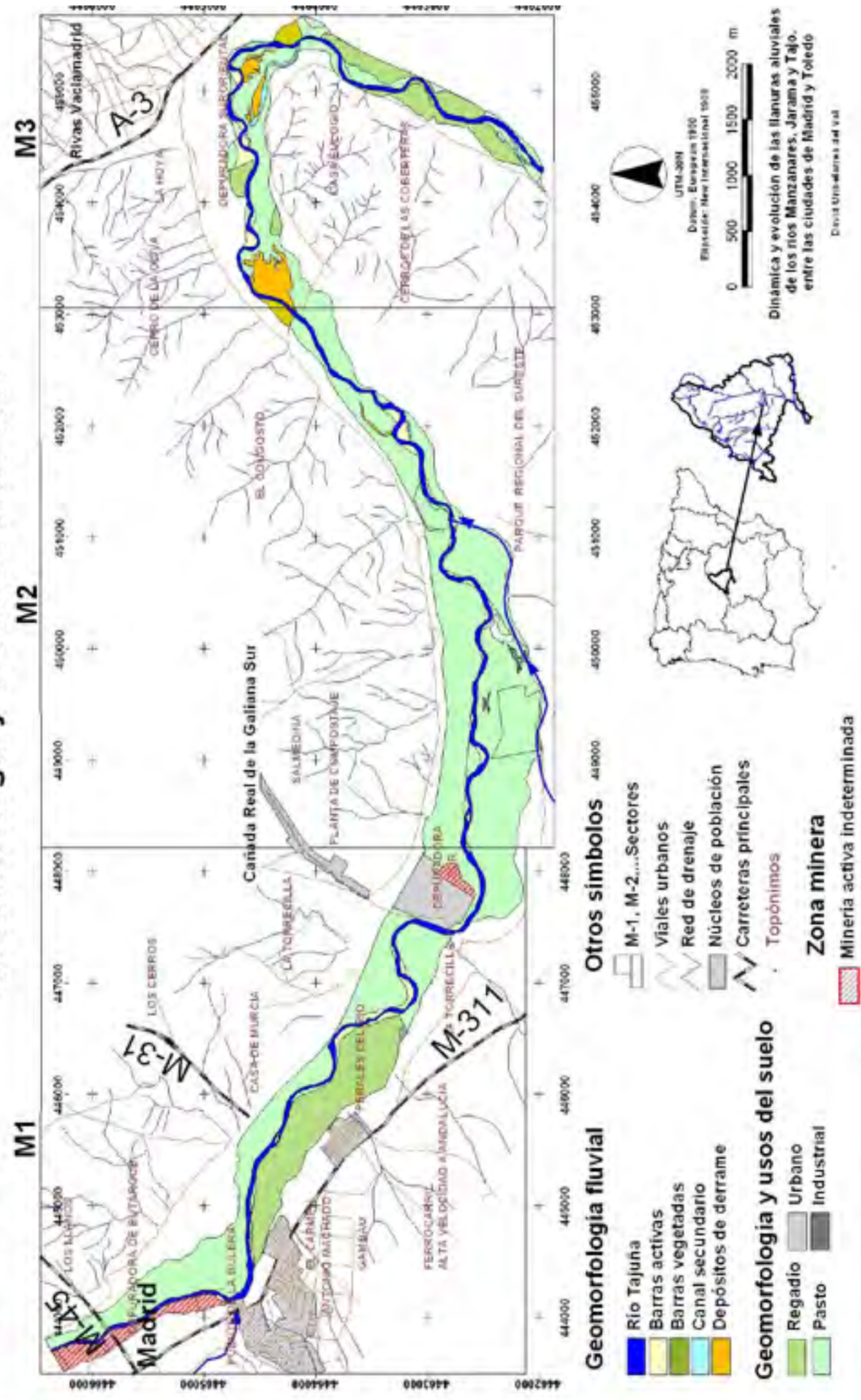


Dinámica y evolución de las llanuras aluviales
de los ríos Manzanares, Jarama y Tago,
entre las ciudades de Madrid y Toledo

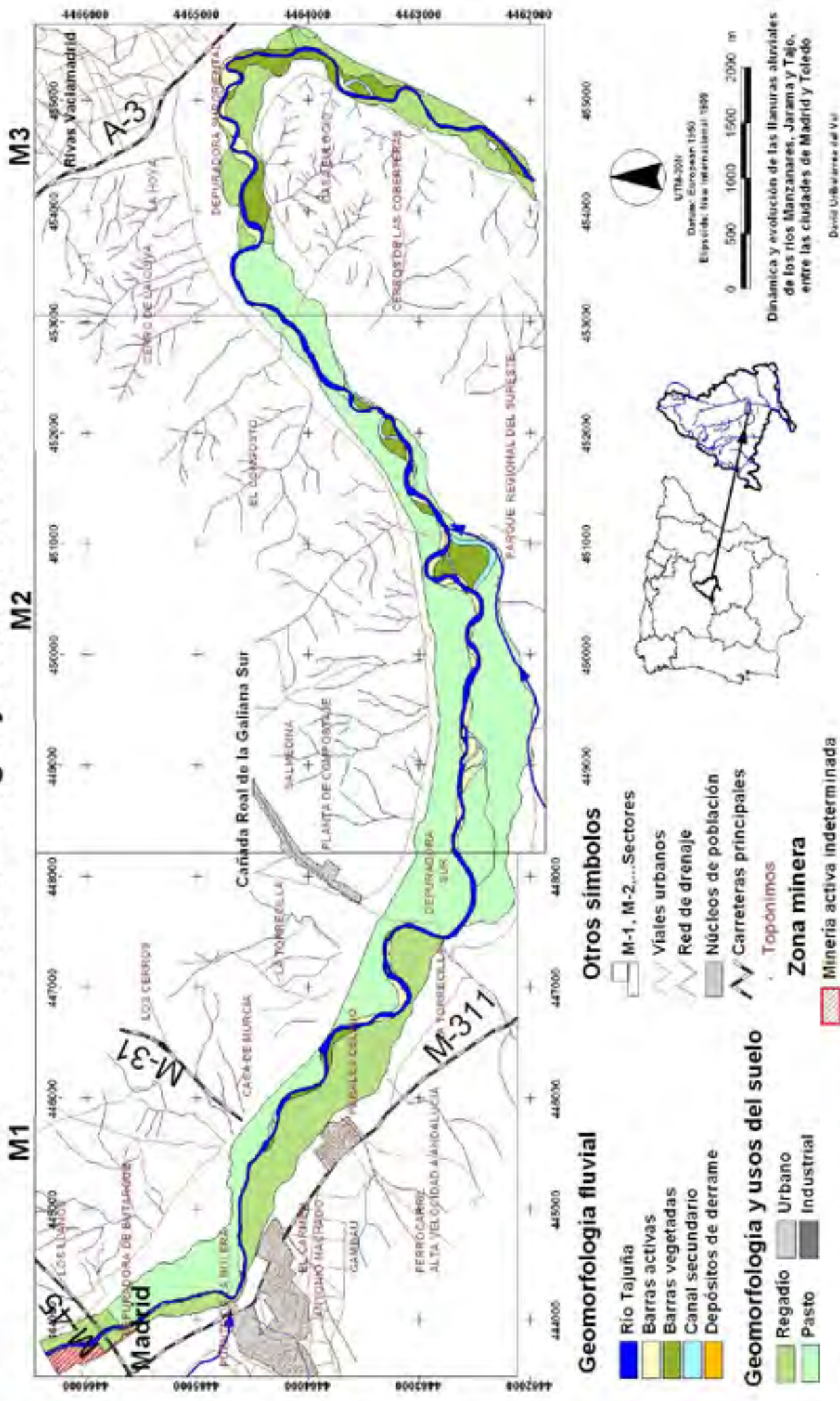
David Uribe-Lima del Val

Mapa 10.4

Llanura aluvial del río Manzanares. Geomorfología y usos de suelo. 1983



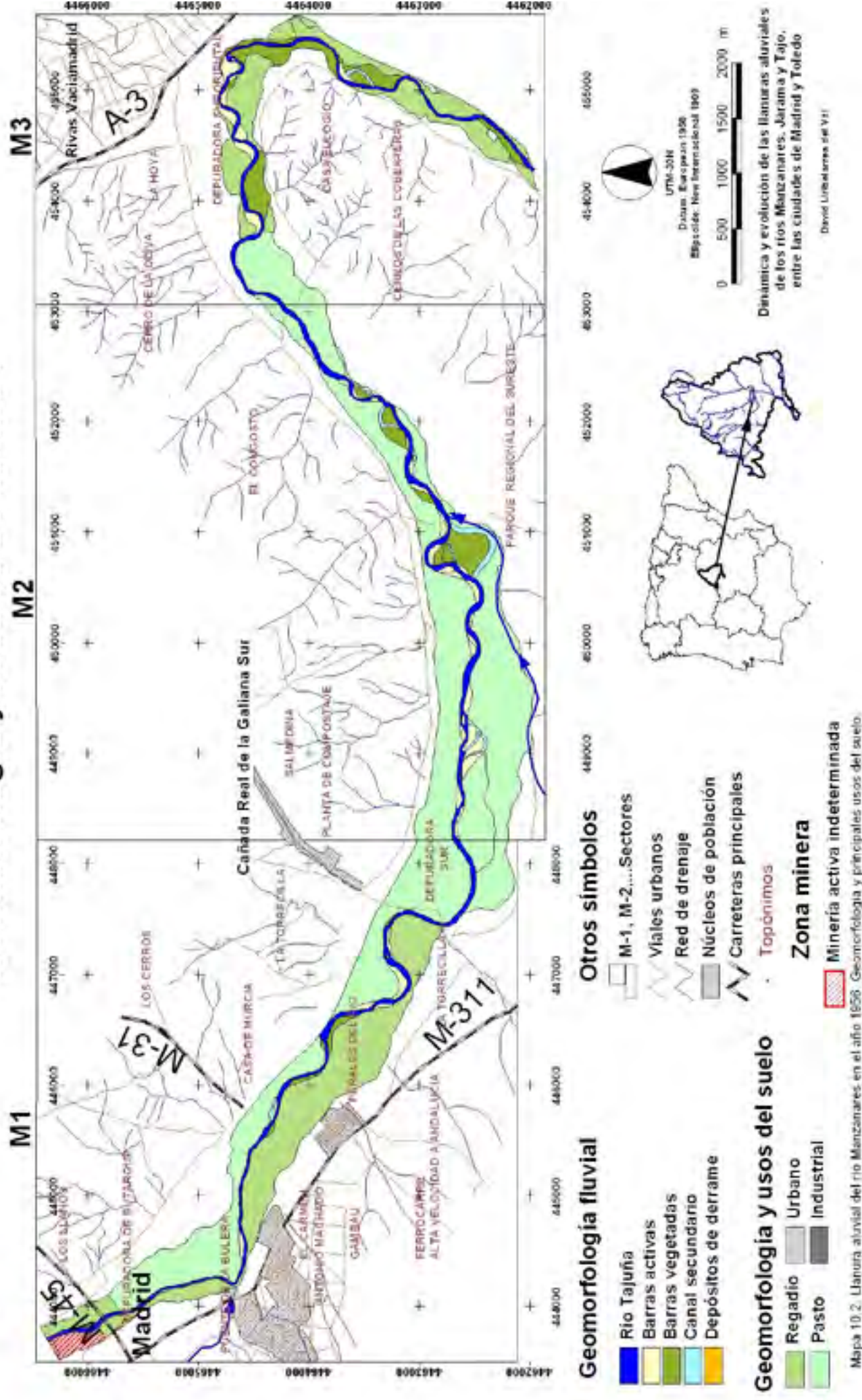
Mapa 10.5 Llanura aluvial del río Manzanares. Geomorfología y usos de suelo. 1999



Mapa 10.1. Llanura aluvial del río Manzanares en el año 1945. Geomorfología y principales usos del suelo.

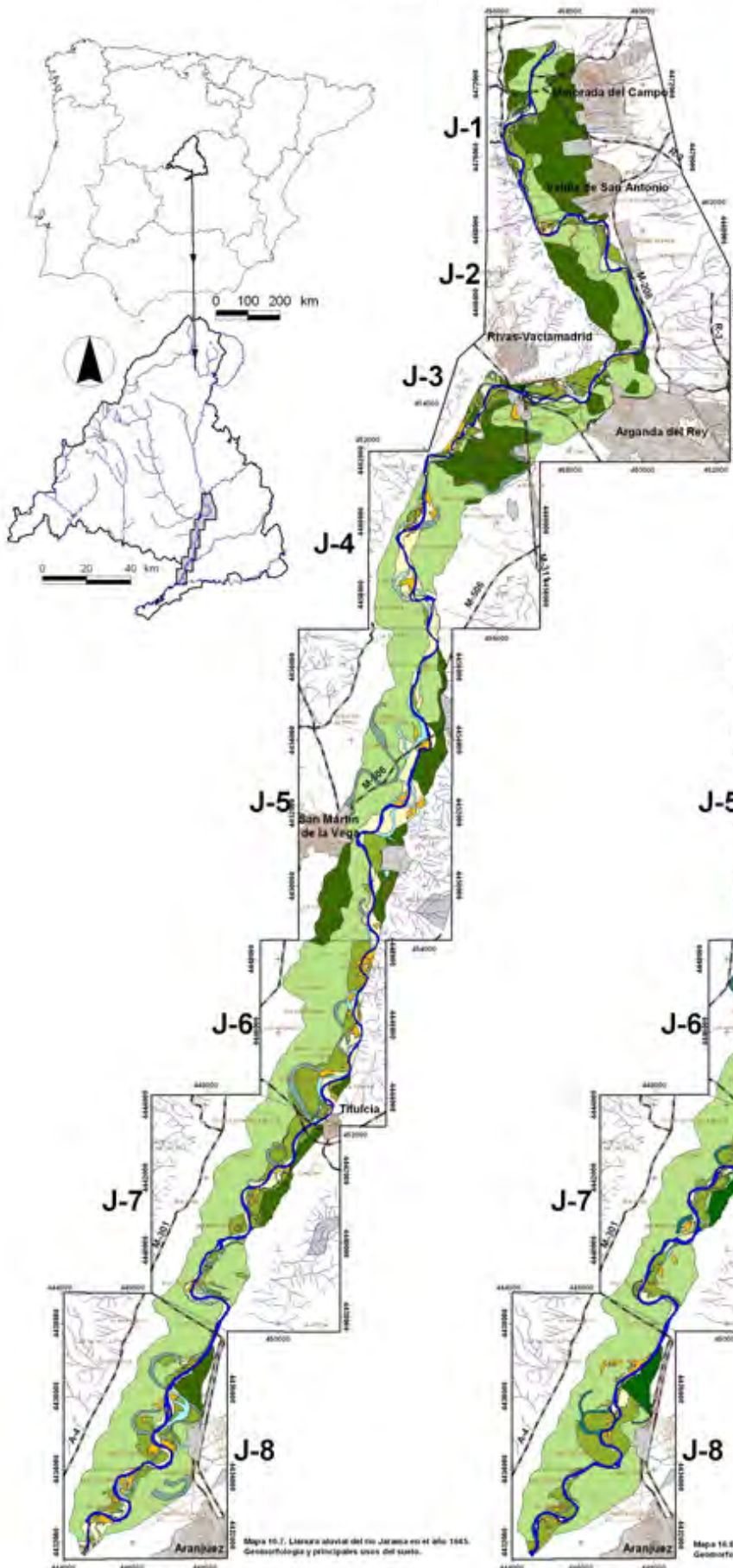
Mapa 10.6

Llanura aluvial del río Manzanares. Geomorfología y usos de suelo. 2004



Mapa 10.7

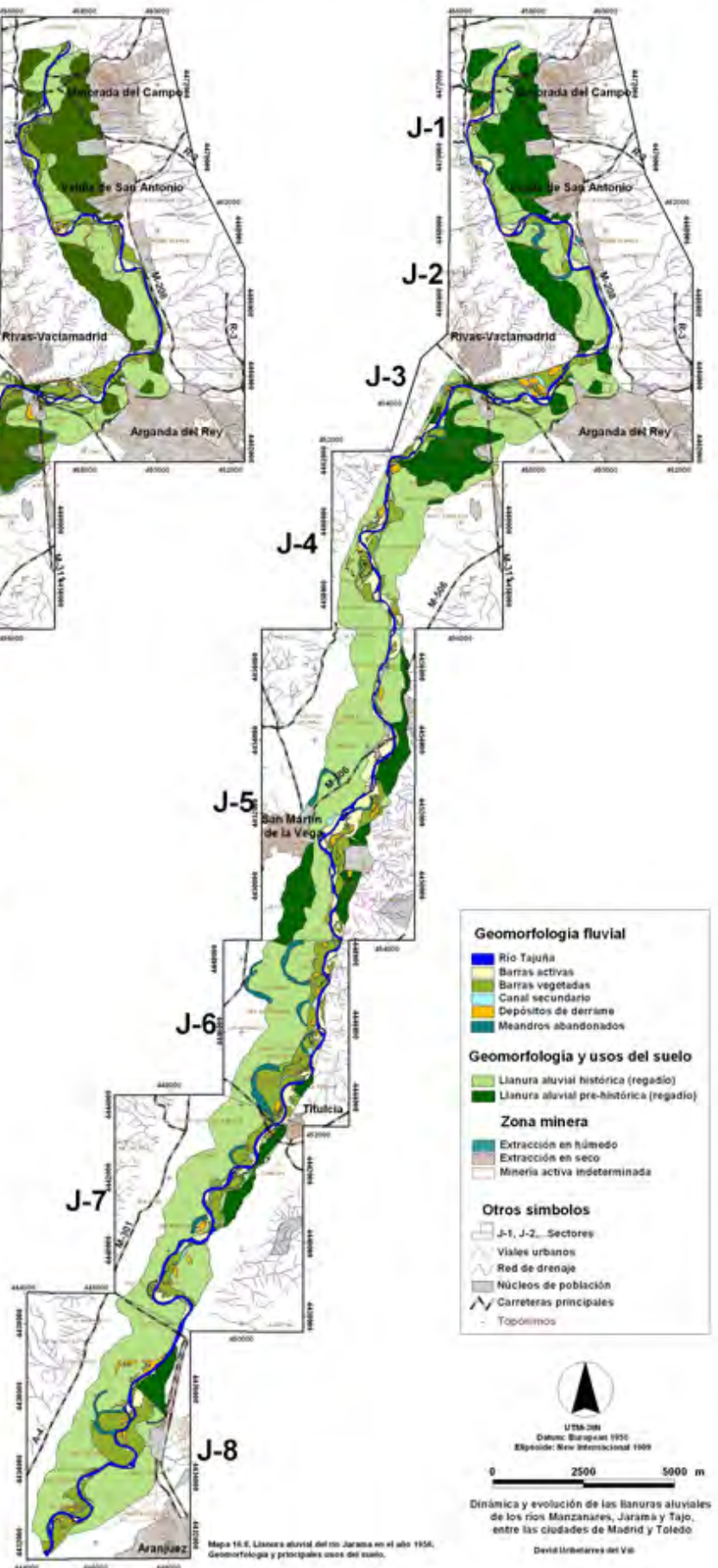
Llanura aluvial del río Jarama.
Geomorfología y usos del suelo.
Año 1945



Mapa 10.7. Llanura aluvial del río Jarama en el año 1945. Geomorfología y principales usos del suelo.

Mapa 10.8

Llanura aluvial del río Jarama.
Geomorfología y usos del suelo.
Año 1956



Mapa 10.8. Llanura aluvial del río Jarama en el año 1956. Geomorfología y principales usos del suelo.

- Geomorfología fluvial**
- Río Tajuña
 - Barras activas
 - Barras vegetadas
 - Canal secundario
 - Depósitos de derrame
 - Meandros abandonados
- Geomorfología y usos del suelo**
- Llanura aluvial histórica (regadío)
 - Llanura aluvial pre-histórica (regadío)
- Zona minera**
- Extracción en húmedo
 - Extracción en seco
 - Minería activa indeterminada
- Otros símbolos**
- J-1, J-2, Sectores
 - Viales urbanos
 - Red de drenaje
 - Núcleos de población
 - Carreteras principales
 - Topónimos

U.T.M. 28N
Datum: European 1950
Elipeide: New International 1959

0 2500 5000 m

Dinámica y evolución de las llanuras aluviales de los ríos Manzanares, Jarama y Tago, entre las ciudades de Madrid y Toledo

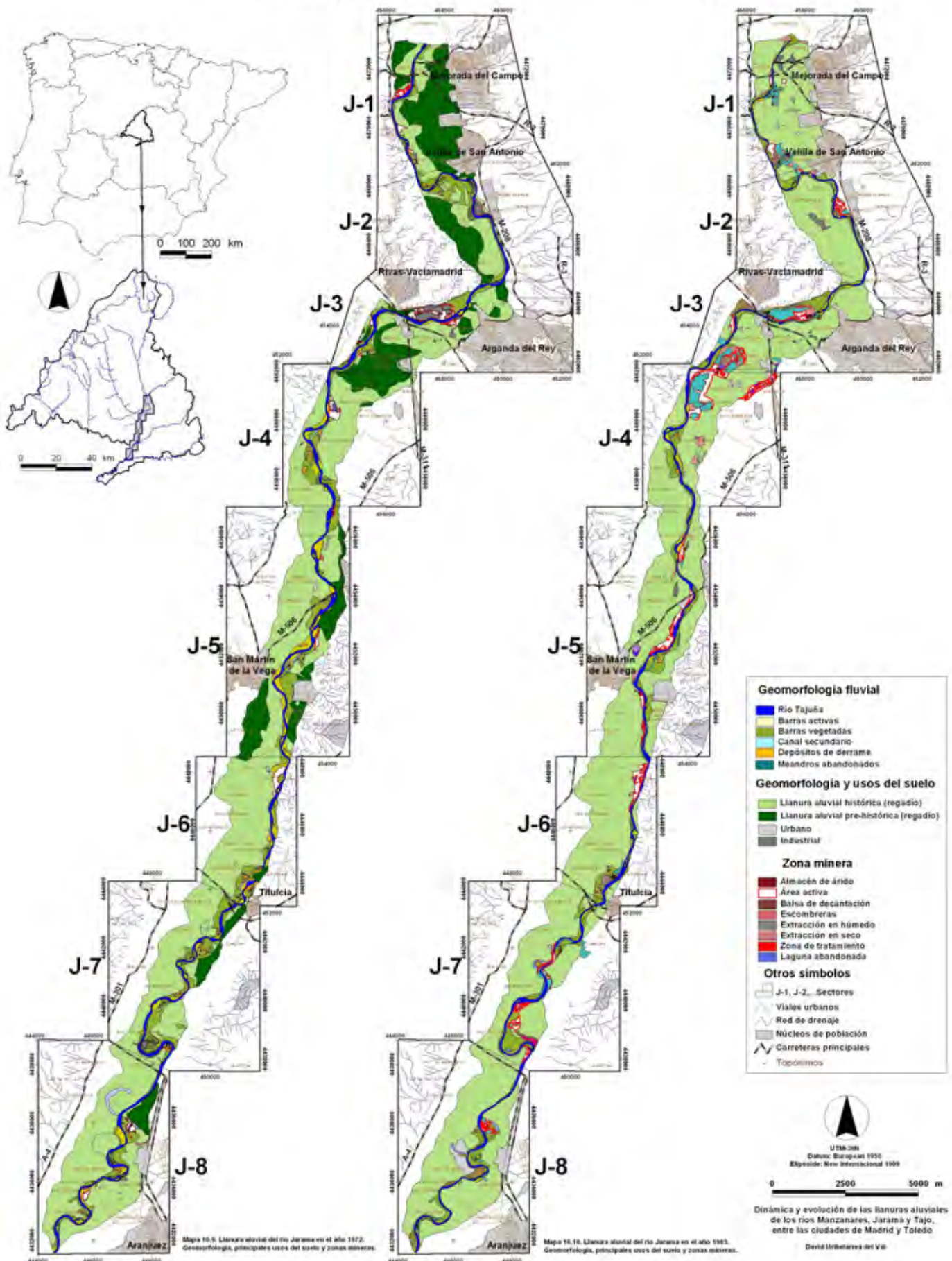
David Urbión y del Val

Mapa 10.9

Llanura aluvial del río Jarama.
Geomorfología y usos del suelo.
Año 1972

Mapa 10.10

Llanura aluvial del río Jarama.
Geomorfología y usos del suelo.
Año 1983

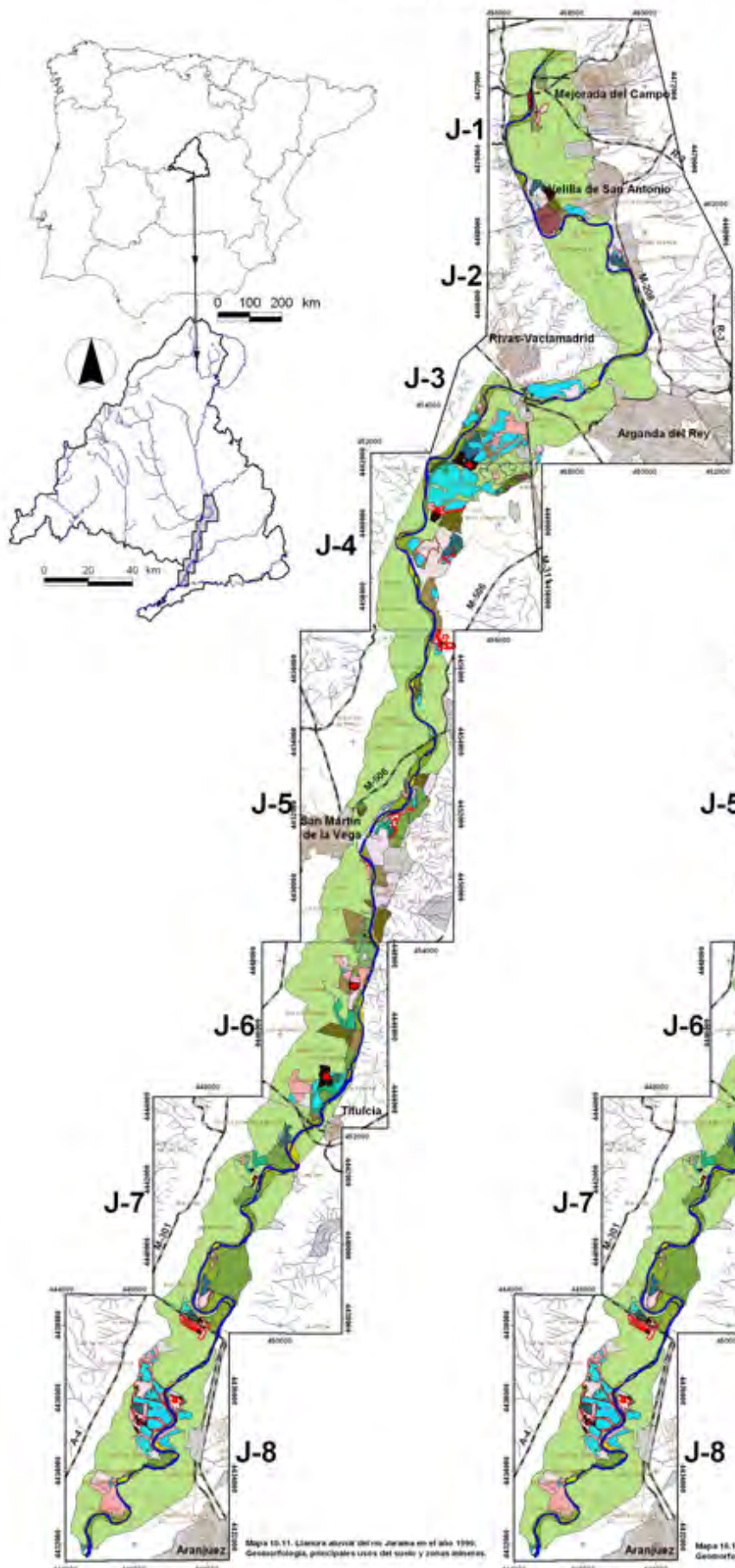


Mapa 10.9. Llanura aluvial del río Jarama en el año 1972. Geomorfología, principales usos del suelo y zonas mineras.

Mapa 10.10. Llanura aluvial del río Jarama en el año 1983. Geomorfología, principales usos del suelo y zonas mineras.

Mapa 10.11

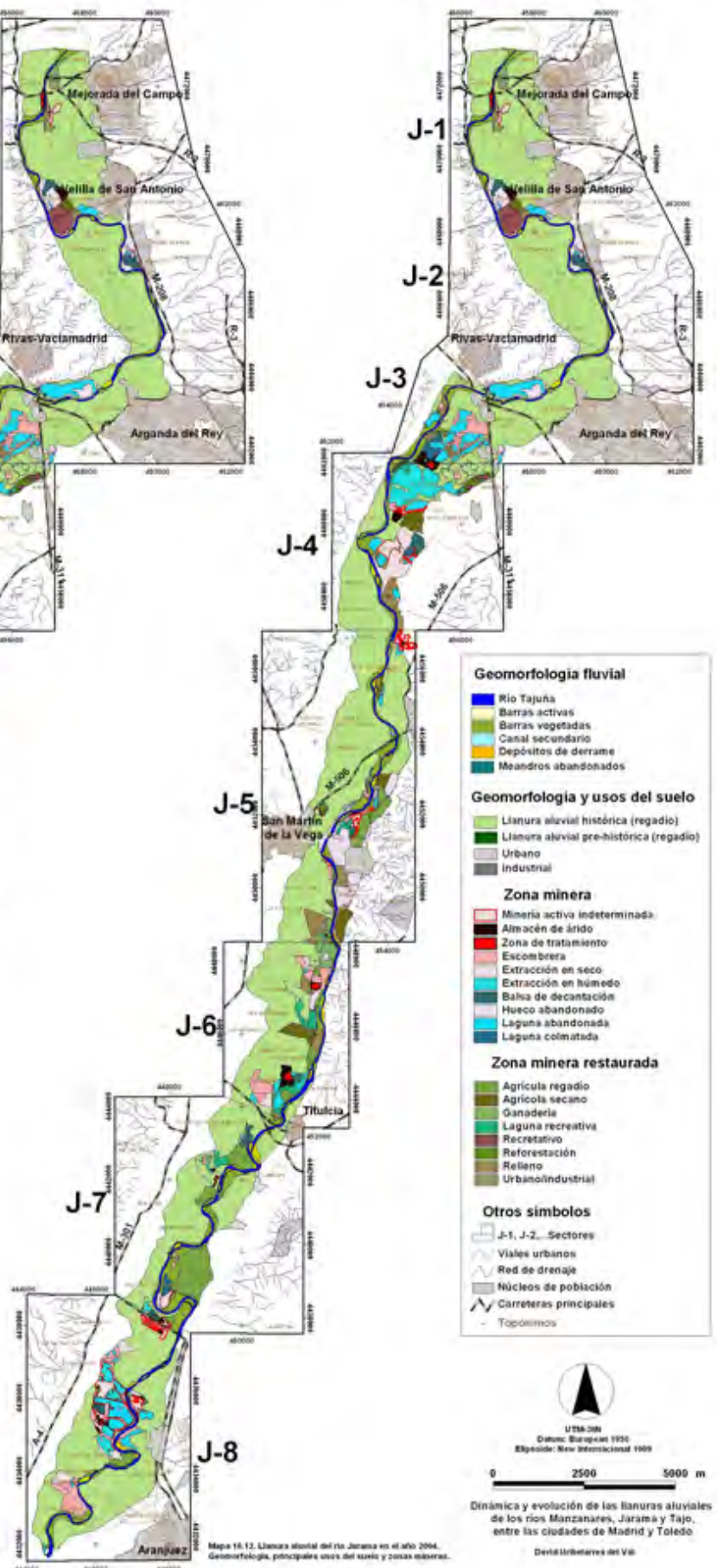
Llanura aluvial del río Jarama.
Geomorfología y usos del suelo.
Año 1999



Mapa 10.11. Llanura aluvial del río Jarama en el año 1999. Geomorfología, principales usos del suelo y zonas mineras.

Mapa 10.12

Llanura aluvial del río Jarama.
Geomorfología y usos del suelo.
Año 2004

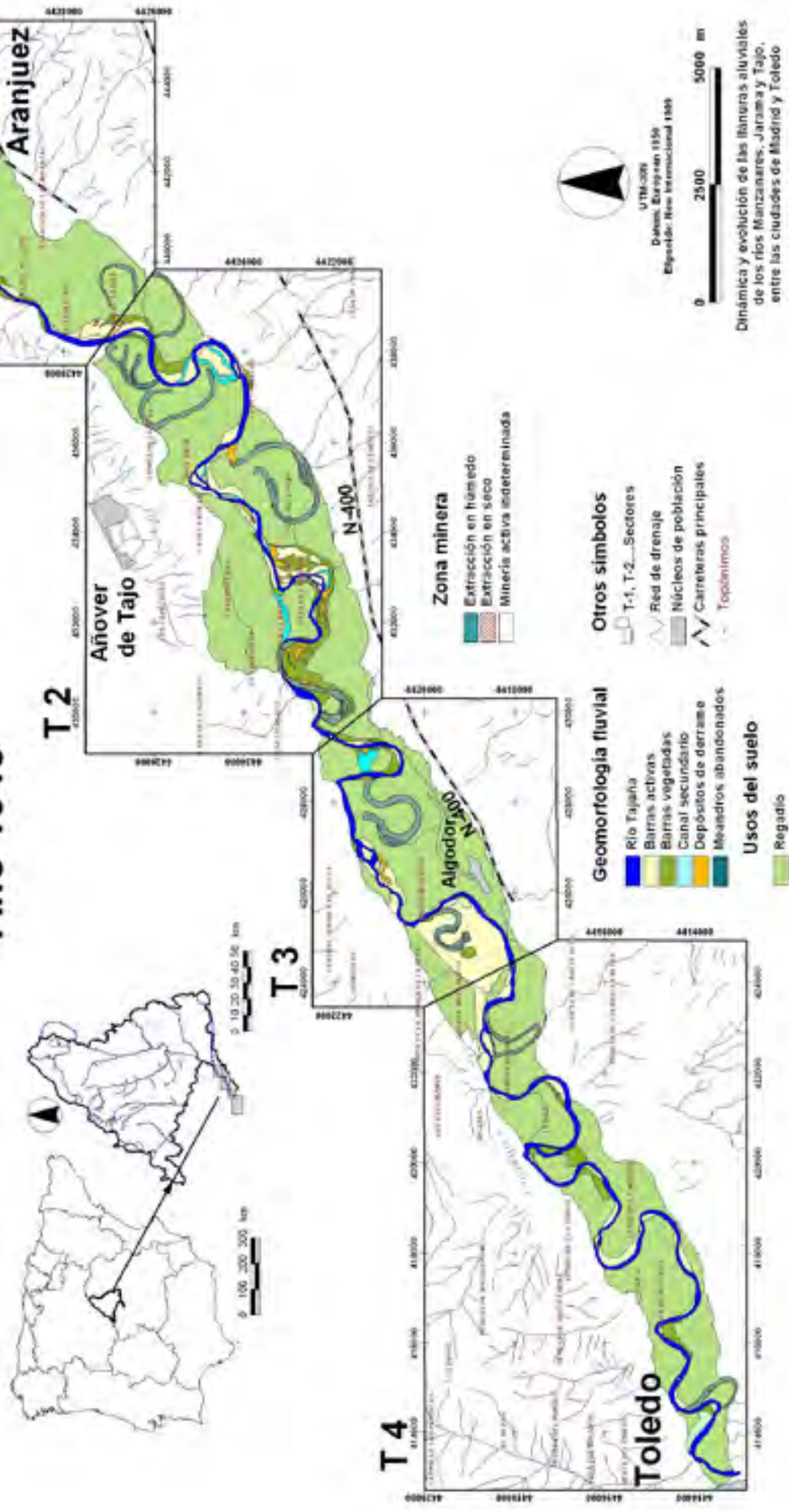


Mapa 10.12. Llanura aluvial del río Jarama en el año 2004. Geomorfología, principales usos del suelo y zonas mineras.



Mapa 10.13

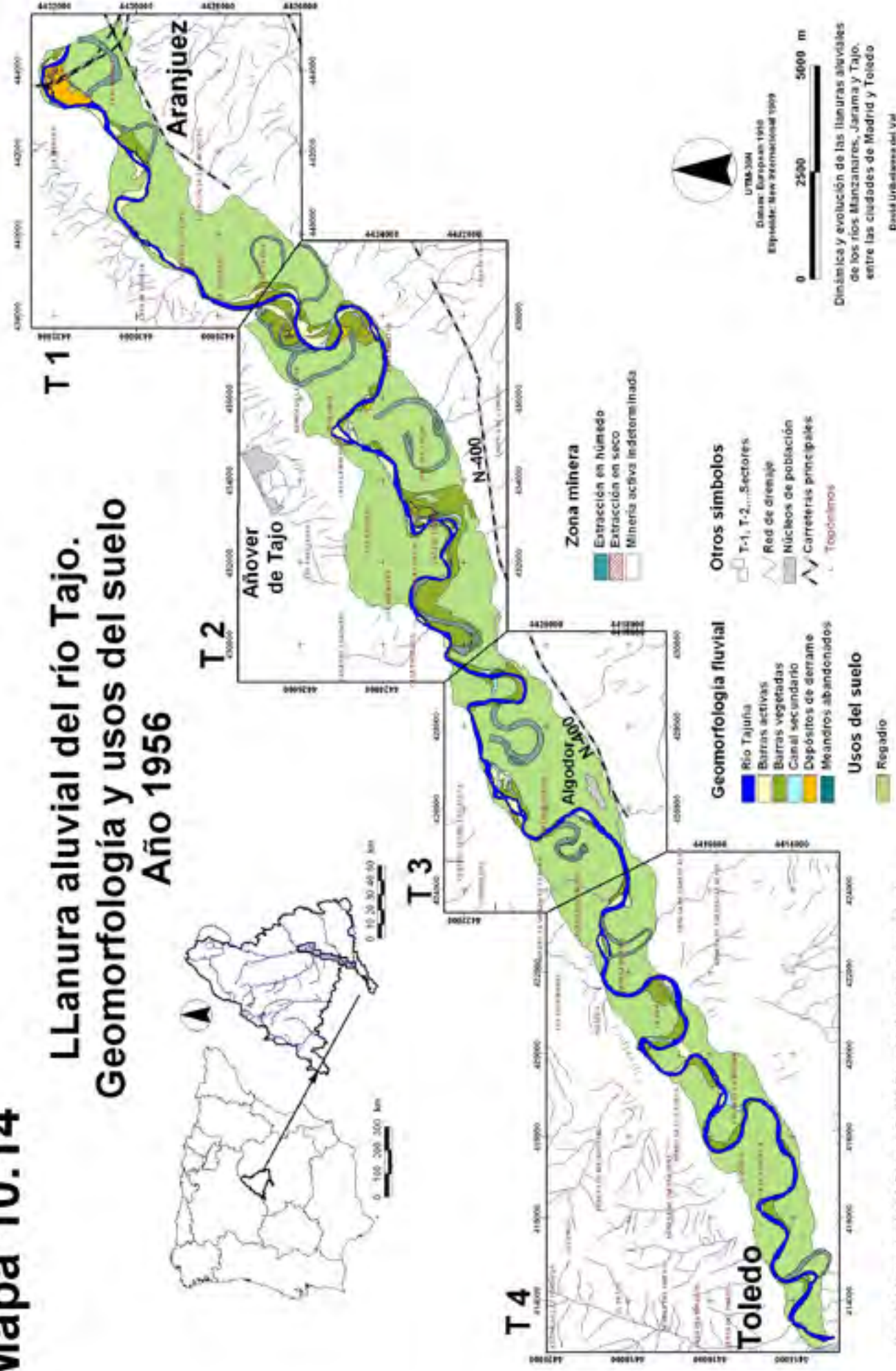
Llanura aluvial del río Tajo. Geomorfología y usos del suelo Año 1945



Mapa 10.13. Llanura aluvial del río Tago en el año 1945. Geomorfología y principales usos del suelo.

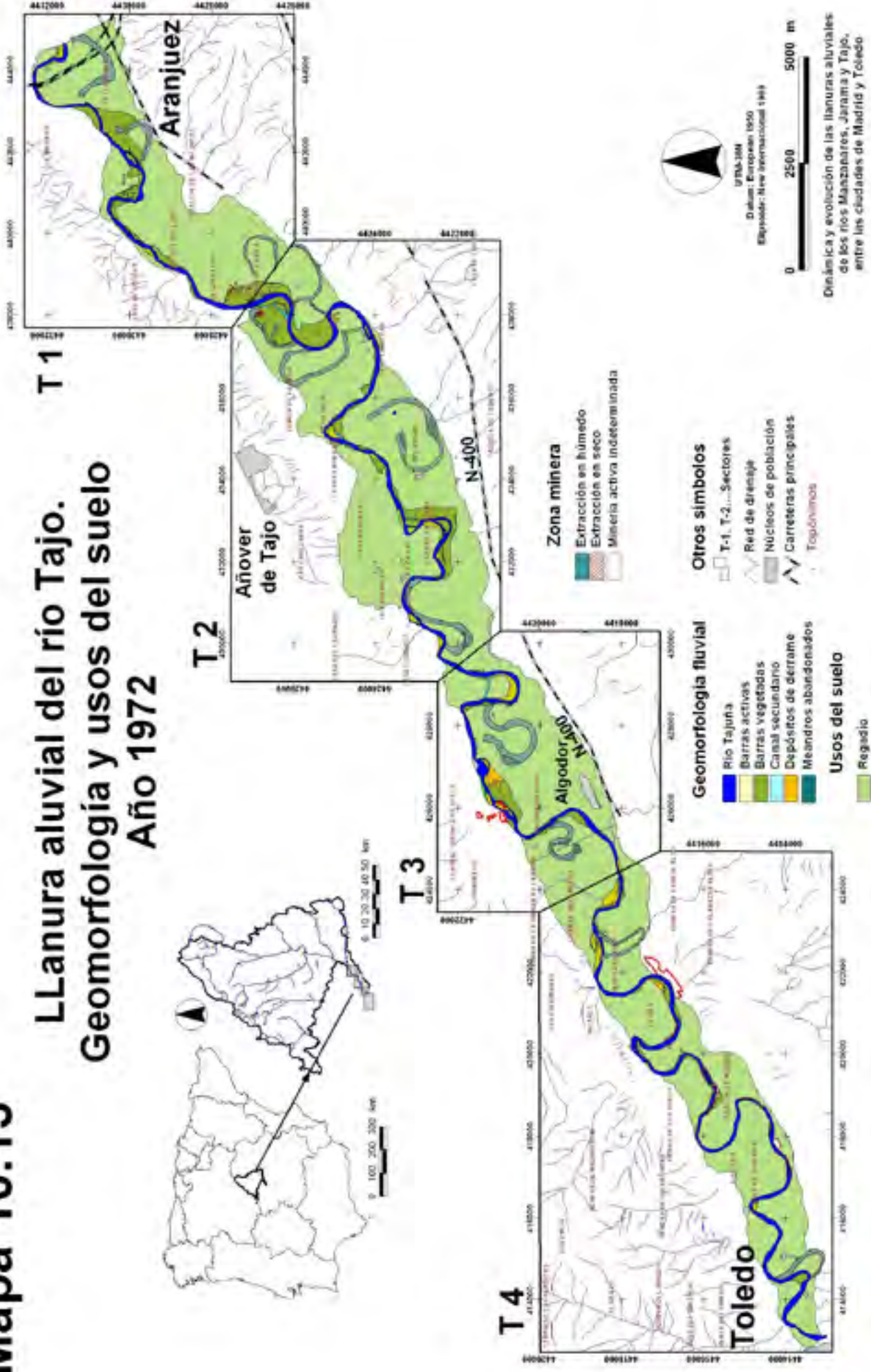
Mapa 10.14

LLanura aluvial del río Tajo. Geomorfología y usos del suelo Año 1956



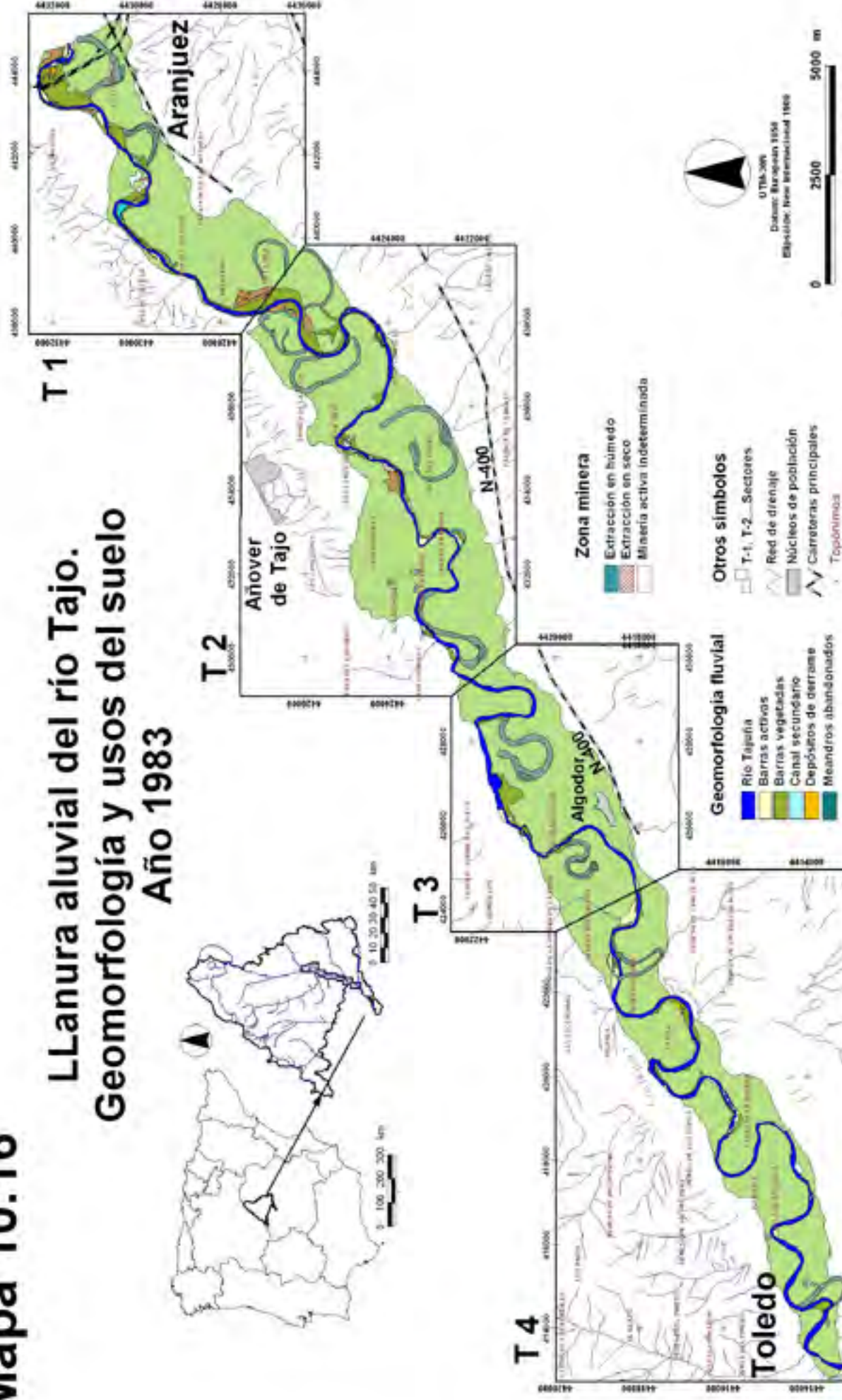
Mapa 10.15

Llanura aluvial del río Tajo. Geomorfología y usos del suelo Año 1972



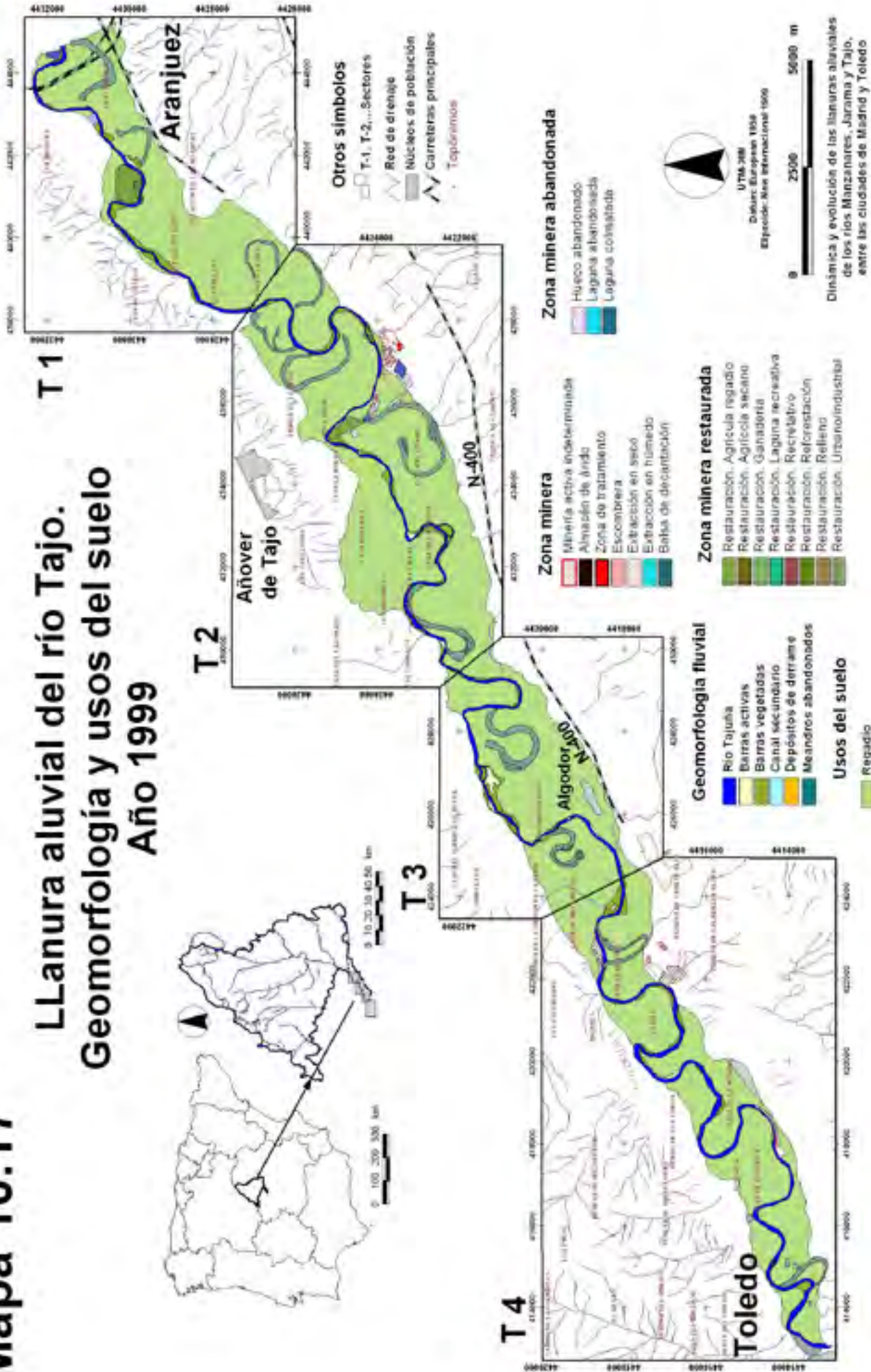
Mapa 10.16

Llanura aluvial del río Tajo. Geomorfología y usos del suelo Año 1983



Mapa 10.17

Llanura aluvial del río Tajo. Geomorfología y usos del suelo Año 1999



Mapa 10.17. Llanura aluvial del río Tajo en el año 1999. Geomorfología, principales usos del suelo y zonas mineras.

Dinámica y evolución de las llanuras aluviales de los ríos Manzanares, Jarama y Tajo, entre las ciudades de Madrid y Toledo

Dirección General del Valle

Mapa 10.18

Llanura aluvial del río Tajo. Geomorfología y usos del suelo Año 2004

